STRASBOURG
1927

G. CHABOT. — LES PLATEAUX DU JURA CENTRAL

Fasc.
41

PUBLICATIONS DE LA FACULTÉ DES LETTRES
DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
Fascicule 41.

Georges CHABOT
Ancien élève de l'École Normale Supérieure
Agrégé d'Histoire et de Géographie
Docteur ès Lettres

LES PLATEAUX DU JURA CENTRAL

Étude morphogénique



SOCIÉTÉ D'ÉDITION : LES BELLES LETTRES
95, BOULEVARD RASPAIL, PARIS (VIe)
GREAT BRITAIN, BRITISH EMPIRE, UNITED STATES
HUMPHREY MILFORD : OXFORD UNIVERSITY PRESS
1927

Prix : 50 frs.

Les Publications de la Faculté des Lettres

de l'Université de Strasbourg

éditent les travaux des maîtres de la Faculté des Lettres, des meilleurs de leurs étudiants et des savants d'Alsace et de Lorraine qui se trouvent en relations avec l'Université.

Leurs volumes reflètent donc la grande variété des enseignements professés à la Faculté et présentent les plus sérieuses garanties d'originalité et de valeur scientifique.

Les publications de la Faculté des Lettres comprennent deux séries :

1° Une série in-8° (série bleue) ;

2° Une série in-16 carré ;

la première plus technique, la seconde plus particulièrement destinée au grand public tout en demeurant strictement scientifique.

Chacune des séries est indépendante l'une de l'autre. Dans l'une et dans l'autre, les volumes, numérotés par fascicules, se succèdent sans périodicité ; ils diffèrent d'étendue et de prix ; chacun est mis en vente séparément et forme un tout complet.

SÉRIE BLEUE.

Fasc. 1. Th. GEROLD, **L'Art du Chant en France au XVIIe siècle**, 300 pages, avec musique. . . . . 50 fr.
Ouvrage couronné par l'Académie des Beaux-Arts. (Prix Baron de Joest).

Fasc. 2. Th. GEROLD, **Le manuscrit de Bayeux**, texte et musique d'un recueil de chansons du XVe s., 200 p. . . . . 30 fr.

Fasc. 3. E. GILSON, **Etudes de philosophie médiévale**, 298 p. . . . . 30 fr.
ÉPUISÉ.

Fasc. 4. L. LAVELLE, **La dialectique du monde sensible**, XLI, 232 pages, 25 fr.

Fasc. 5. L. LAVELLE, **La perception visuelle de la profondeur**, 75 pages, 8 fr.

Fasc. 6. P. PERDRIZET, **Negotium perambulans in tenebris** : Etudes de démonologie gréco-orientale, 38 pages, 15 gravures . . . . 8 fr.

Fasc. 7-8. R. REUSS, **La Constitution civile du clergé et la crise religieuse en Alsace**, Tome I (1790-1792), VII, 380 pages ; Tome II (1793-1795), 343 pages et deux répertoires. Chaque volume. . . . . 30 fr.

Fasc. 9. P. LEUILLIOT, **Les Jacobins de Colmar** : Procès-verbaux des Séances de la Société Populaire (1791-1795), avec une introduction et des notes, XXXVI, 504 p. . . . . 35 fr.
Ouvrage couronné par l'Académie des Sciences Morales et Politiques (Prix Flach).

Fasc. 10—12. L. ZELIQZON, **Dictionnaire des Patois romans de la Moselle.**
Se vend soit en trois fascicules, prix du fascicule 25 fr., soit broché en un volume complet avec planches et carte. L'ouvrage complet. 75 fr.
Ouvrage couronné par l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres (Prix Prost, 1925).

LES PLATEAUX DU JURA CENTRAL

PUBLICATIONS DE LA FACULTÉ DES LETTRES
DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

Fascicule 41.

Georges CHABOT
Ancien élève de l'École Normale Supérieure
Agrégé d'Histoire et de Géographie
Docteur ès Lettres

LES PLATEAUX DU JURA CENTRAL

Étude morphogénique



SOCIÉTÉ D'ÉDITION : LES BELLES LETTRES
95, BOULEVARD RASPAIL, PARIS (VIe)
GREAT BRITAIN, BRITISH EMPIRE, UNITED STATES
HUMPHREY MILFORD : OXFORD UNIVERSITY PRESS
1927

PRÉFACE

Une étude régionale sur les plateaux du Jura, commencée en 1914, et trop longtemps interrompue, aboutit aujourd'hui à cet essai morphogénique. A tous ceux qui m'ont aidé dans mes efforts, je suis heureux d'offrir mes remerciements.

Je veux citer d'abord mes maîtres de la Sorbonne, MM. Gallois, Demangeon et de Martonne; c'est dans leur enseignement que j'ai trouvé mes meilleurs instruments de travail. Il m'est difficile de dire tout ce que je dois à M. de Martonne. Il a bien voulu guider mes premières courses dans le Jura; ses conseils et ses encouragements m'ont seuls permis de terminer ma tâche. Je le prie de trouver ici l'hommage d'admiration d'un élève profondément reconnaissant.

M. Baulig, Chef de Travaux à la Sorbonne, y était déjà un maître, lui aussi : tous ceux dont il a dirigé les premiers exercices cartographiques savent ce qu'ils lui doivent. Mais je veux surtout rappeler le professeur de l'Université de Strasbourg qui a mis à ma disposition toutes les ressources d'un Institut complètement rénové et celles, plus précieuses encore, de son expérience scientifique; sa bienveillante amitié fut toujours pour moi le guide le plus sûr.

J'ai de grandes obligations à la Faculté des Lettres de Strasbourg. C'est à son Institut Géographique que cet ouvrage a été presque entièrement composé; depuis, il a été admis à prendre place parmi ses publications; c'est un honneur et une aide dont je sens tout le prix, et dont je la remercie bien vivement. Je suis tout particulièrement reconnaissant à mon maître, M. le Doyen Pfister et à la Commission des Publications.

J'ai trouvé également à l'Institut Géologique de la Faculté des Sciences de Strasbourg l'accueil le plus large. L'enseignement et les conseils de M. Gignoux, professeur de géologie, aujourd'hui à l'Université de Grenoble, me furent précieux et je le remercie de la bienveillance qu'il m'a constamment témoignée. Ma gratitude va, en même temps, à l'éminent géologue du Jura, M. Emm. de Margerie, Directeur du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, qui m'a ouvert, avec une si aimable libéralité, ses riches collections de cartes et de livres.

Je tiens enfin à exprimer mes remerciements aux personnes à qui je dois d'avoir pu atténuer par quelques illustrations l'aridité de ces pages. M. Martelet-Voidey, photographe à Nozeroy, a bien voulu m'autoriser à reproduire quelques-unes de ses vues et je regrette vivement que des difficultés d'ordre matériel ne m'aient pas permis de puiser plus largement dans sa belle collection. Je dois à l'amabilité de M. et Mme Spitz, deux artistes qui, eux aussi, aiment la Franche-Comté, les dessins à la plume que l'on trouvera plus loin. Je leur suis tout particulièrement obligé d'avoir plié leur talent si fin et si original aux exigences d'une démonstration morphologique.

INTRODUCTION

I. — *Les plateaux dans le Jura*

Les plateaux du Jura n'ont pas coutume de représenter le Jura classique. On cherche en vain, dans leurs paysages monotones, l'alternance, si souvent décrite, des chaînes coupées de cluses et des vallons parallèles. Les termes usuels de val, de combe, de ruz, ne s'appliquent pas au moutonnement de leurs surfaces. Vu de loin, chaque plateau semble à peu près horizontal et les taches des forêts retiennent plus le regard que les variations d'altitude ; de près, une multitude de cuvettes apparaissent, qui ne se relient souvent à aucun réseau hydrographique ; rien n'y rappelle le régime de plis attendu.

La vie humaine n'y est pas, non plus, celle du Haut-Jura : le blé mûrit pour de tardives moissons ; les troupeaux rentrent chaque soir à l'étable ; les travaux des champs l'emportent sur la vie pastorale. Il semble que le Jura commence là-bas, plus à l'Est, au-dessus de la barre de rochers et de sapins qui se profile à l'horizon.

Et cependant, à mieux regarder l'aspect du sol et l'habitat, nous sommes en plein Jura. Les hauteurs sont rares au milieu de ces plateaux ; mais il n'est pas de paysages qu'elles n'enveloppent de toutes parts, et elles rappellent les caractères du Haut-Jura. Les plateaux eux-mêmes s'apparentent aux fragments tabulaires qu'offrent parfois le Jura méridional ou oriental. Les rochers pointent sous la terre roussâtre, et les dépressions karstiques trahissent le sous-sol calcaire ; les vallées rares évoquent des cluses aux pentes raides ou bien creusent dans les marnes des bassins que l'on nomme, là aussi, des combes (1). La maison de pierres plates, commune à tout le Jura, succède à la maison aux murs d'argile de la Bresse, et la terre mêlée de *chailles* ne paie pas le travail du laboureur comme la glèbe riche des plaines voisines. Par

(1) Depuis que la terminologie du Jura a été fixée par J. Thurmann, on nomme *cluse* l'étroite vallée qui, à travers une chaîne anticlinale, relie un val au val voisin et *combe* la vallée creusée dans les marnes d'un anticlinal décapé. Cf. *Essai sur les soulèvements jurassiques* 154 et 155.

L'étage bajocien est représenté surtout par des calcaires à entroques et à polypiers ; il débute, parfois, par des conglomérats (1), et se termine, à la partie supérieure, par des calcaires oolithiques à grains très réguliers ; il forme la plus grande partie des plateaux immédiatement à l'Est de Lons-le-Saunier. On le retrouve sur toute la bordure occidentale en bandes de moins en moins larges vers le Nord. Il y dresse une corniche que sape l'érosion des ruisseaux de la plaine.

A l'intérieur, on n'en trouve guère que quelques pointements, au centre de l'ondulation Salins-Mouthier.

Au bajocien se soude, plus à l'Est, le bathonien, composé, lui aussi, presque exclusivement de calcaires, et d'une épaisseur de 150 mètres environ. La base, cependant, est souvent formée de marnes, et il y a là un niveau important d'exsurgences et de résurgences (2) ; au-dessus, des calcaires compacts, de teinte gris sombre, appartiennent encore au bathonien inférieur ; puis les calcaires du bathonien moyen, dont la teinte blanchâtre contraste avec la terre brune de décomposition, sont souvent faits, au contraire, de roches très fissurées et fendillées et semblent particulièrement sensibles à la corrosion. Enfin, le bathonien supérieur est formé à son tour de calcaires coralligènes, très compacts. Cet étage bathonien forme la plus grande partie des plateaux en arrière de Lons-le-Saunier et de Besançon, à peu près jusqu'à la hauteur de Besançon.

Au cœur même des plateaux, toute la région de Valempoulières, au Nord de Champagnole, la Montagne de Fresse et la Forêt de la Joux sont faites de bathonien moyen que trahit à la surface un manteau ininterrompu de forêts.

On retrouve le bathonien tout à fait au Nord, enfin, dans les plateaux qui avoisinent les vallées du Cuisancin et de l'Audeux ; il s'étale depuis les bois de la Côte d'Ormont au Nord jusqu'à la ligne de hauteurs qui, au Sud, passe par Passavant, Vaudrivillers, le Mont de Belvoir ; le Lomont lui-même n'est qu'un noyau de bathonien inférieur perçant au milieu du bathonien moyen.

Au-dessus du bathonien, le callovien présente quelques marnes, sous une très faible épaisseur, surmontées par les calcaires roux.

De toutes les roches des plateaux, celles qui ont la plus grande importance morphologique, ce sont les marnes oxfordiennes ; elles sont

ce que nous appelons aujourd'hui le jurassique. ROLLIER. *Les faciès du dogger ou oolithique*, **146**.

(1) Par exemple, dans la vallée de Vaux, sur le chemin de Poligny à Champagnole. Cf. BOURGEAT. *Quelques remarques stratigraphiques et paléontologiques sur le Jura central*, **12**.

(2) *Carte géologique au* 1/80.000. Feuille de Besançon. Deuxième éd. Notice. Pour la définition des exsurgences, v. Appendice.

surtout développées dans le niveau inférieur de cet étage et leur teinte gris-bleu est facile à reconnaître.

Elles ne forment pas des surfaces très étendues, parce que les eaux les ont déblayées le plus souvent, ou bien les ont recouvertes d'alluvions. Elles apparaissent, par exemple, sur les bords de la vallée de l'Ain, en minces affleurements qui témoignent d'une ancienne extension beaucoup plus grande.

A l'intérieur des plateaux, elles forment des bassins verdoyants, couverts de prairies : bassins du Vaudioux au Sud de Champagnole, de Supt et Montmarlon, de Villeneuve d'Amont plus au Nord, de Boujailles, de Saône, qui, tous, apparaissent comme des oasis.

Ou bien encore elles donnent les pentes de tous les escarpements qui courent de Salins au Grateris en arrière de Besançon, et, plus au Nord, de Magny-Chatelard à Landresse et du Signal de Passavant au Mont-de-Belvoir.

Les filets d'eau y apparaissent de toutes parts, et le bétail piétine dans la boue grise qui entoure les abreuvoirs. L'oxfordien apparaît ici comme le niveau essentiel pour une étude de géographie humaine, mais il n'a pas moins d'importance pour la morphologie : c'est à ses dépens que se sont établis la plupart des reliefs du terrain, et c'est lui qui a servi de niveau de base local pour l'attaque des calcaires voisins.

Au-dessus des marnes oxfordiennes, les calcaires durs du rauracien forment corniche, car leurs bancs peu épais, fortement pressés les uns contre les autres, résistent assez bien à l'érosion.

Le rauracien est peu développé sur la feuille de Lons-le-Saunier (quelques pointements autour de Saugeot sur le plateau de Champagnole, autour de Chatelneuf, ou bien sur les flancs du Mont Rivel et de la Forêt du Sçay).

Il occupe, par contre, de vastes espaces sur la feuille de Besançon où il constitue les plateaux qui avoisinent la Loue. Il s'étend même, vers l'Ouest, de Besançon jusqu'à Gennes, barrant ainsi à peu près toute la zone occidentale des plateaux.

Enfin, la forme de corniche est particulièrement nette au Nord où les hauteurs rauraciennes dominent Passavant, Ouvans, Sancey-le-Grand.

Le séquanien et le kimméridgien, calcaires, eux aussi, donnent les roches des plateaux du Nord-Est, et forment la plus grande partie des plateaux à l'Est d'Ornans ; vers la base du séquanien, un niveau presque constamment marneux donne lieu cependant à de nombreuses sources qui se rassemblent à travers les calcaires compacts du séquanien supérieur.

Le portlandien surmonte les étages précédents et borde d'une étroite bande leurs affleurements au Sud de Bolandoz et Déservillers, ou

autour de Sombacourt. Il est formé de calcaires blancs, bien lités, se débitant en petits fragments, et parfois aussi par des calcaires dolomitiques.

Il est caractéristique des plateaux du Sud-Est, ceux qui avoisinent Nozeroy, où l'on ne rencontre le kimméridgien que par exception.

Enfin, dans ce plateau de Nozeroy, apparaît également le crétacé inférieur ; tantôt ce sont de petites plaques au-dessus du portlandien (Chaux-des-Crotenay, Crans), tantôt ce sont, comme de Cuvier à Sirod, de vastes affleurements qui apparaîtraient plus étendus encore s'ils n'étaient en partie masqués par les dépôts glaciaires. Ce crétacé inférieur est composé surtout de calcaires de teinte jaunâtre, se décomposant assez facilement ; parfois aussi apparaissent les calcaires blancs urgoniens (Doye, Charency) (1).

Telles sont les assises géologiques qui forment l'ossature des plateaux ; nous aurons l'occasion d'étudier plus loin les dépôts qui, ça et là, les recouvrent ; ils n'ont, en général, qu'une importance secondaire.

IV. — *Les divisions des plateaux*

Dans l'ensemble, ce sont de beaucoup les calcaires qui prédominent, et, si les bancs de marne ont exercé une influence maîtresse sur l'érosion, ils ne suffisent cependant pas à altérer l'unité lithologique des plateaux, et à y créer des divisions.

Ces marnes n'ont guère donné naissance, en effet, qu'à une longue coupure, la vallée de l'Ain ; mais cette vallée sépare autour de Champagnole des plateaux si manifestement semblables qu'on ne saurait en faire une limite morphologique ; de plus, la coupure n'existe qu'au Sud et, dans les plateaux du Nord, les marnes forment seulement des bassins circulaires, autour de Saône ou de Villeneuve.

La tectonique, par contre, offre aisément les éléments d'une division, si l'on ne tient compte que des plis serrés, en négligeant les ondulations lâches.

Les plateaux du Nord et ceux du Sud sont nettement séparés par les chaînes qui se succèdent de Salins à Mouthier et présentent à la circulation un obstacle continu. L'agencement du réseau hydrographique souligne cette division en attribuant au Doubs les rivières du Nord, à l'Ain ou à la Saône celles du Sud (2).

(1) La craie a pu recouvrir autrefois tout le Sud des plateaux, mais nous n'avons là-dessus aucune donnée précise.

(2) L. Rollier, qui adopte cette division, désigne ces plateaux par les noms des départements : plateau jurassien (ou de Champagnole) au Sud, plateau dubisien (ou d'Ornans) au Nord. *Le plissement de la chaîne du Jura*, **135**, p. 405.

De plus, au Nord comme au Sud, de nouvelles chaînes, perpendiculaires aux premières, permettent encore de compartimenter les plateaux. Le voyageur qui se rend de Lons-le-Saunier à Pontarlier rencontre ainsi, par deux fois, au milieu de ces plateaux, des alignements de hauteurs, chaîne de l'Heute, Montagne de Fresse qui barrent l'horizon.

Il en est de même au Nord ; la plaine marécageuse de Saône, à l'Ouest, est enfermée entre les montagnes de Besançon et les hauteurs de Mamirolle dont une longue faille atteste le prolongement tectonique jusqu'aux environs de Salins ; tout à l'Est, les environs de Pierrefontaine dessinent une cuvette que limite, du côté de Vercel, un chapelet de collines. Et entre ces deux plateaux, de Saône et de Pierrefontaine, s'étend, sur plus de quinze kilomètres, le vaste plateau drainé par la Loue aux environs d'Ornans. Là encore, par conséquent, une division ternaire répond à celle du Nord (fig. 1).

Cette division tectonique, si heureusement symétrique en apparence, a servi de base à une division grossière des plateaux.

On a essayé de tenir compte à la fois des lignes de la structure et des différences d'altitude, et l'on a pris comme modèle la région du Sud où les variations de la structure et de l'altitude concordent à peu près.

On a défini ainsi trois plateaux : 1° celui de Lons-le-Saunier, à 550 mètres d'altitude environ ; 2° celui de Champagnole de 650 mètres à 750 mètres ; 3° celui de Nozeroy au-dessus de 800 mètres. On a cherché ensuite le prolongement de ces plateaux dans le Nord et on a été conduit ainsi à divers systèmes. Tantôt, en effet, on a relié, sous le nom de plateau de Besançon, le plateau de Saône à celui de Lons-le-Saunier, puis celui d'Ornans à celui de Champagnole. On arrivait ainsi au schéma si souvent reproduit dans les manuels scolaires : premier plateau (plateaux lédonien et bisontin), deuxième plateau (Ornans-Champagnole), troisième plateau (Nozeroy).

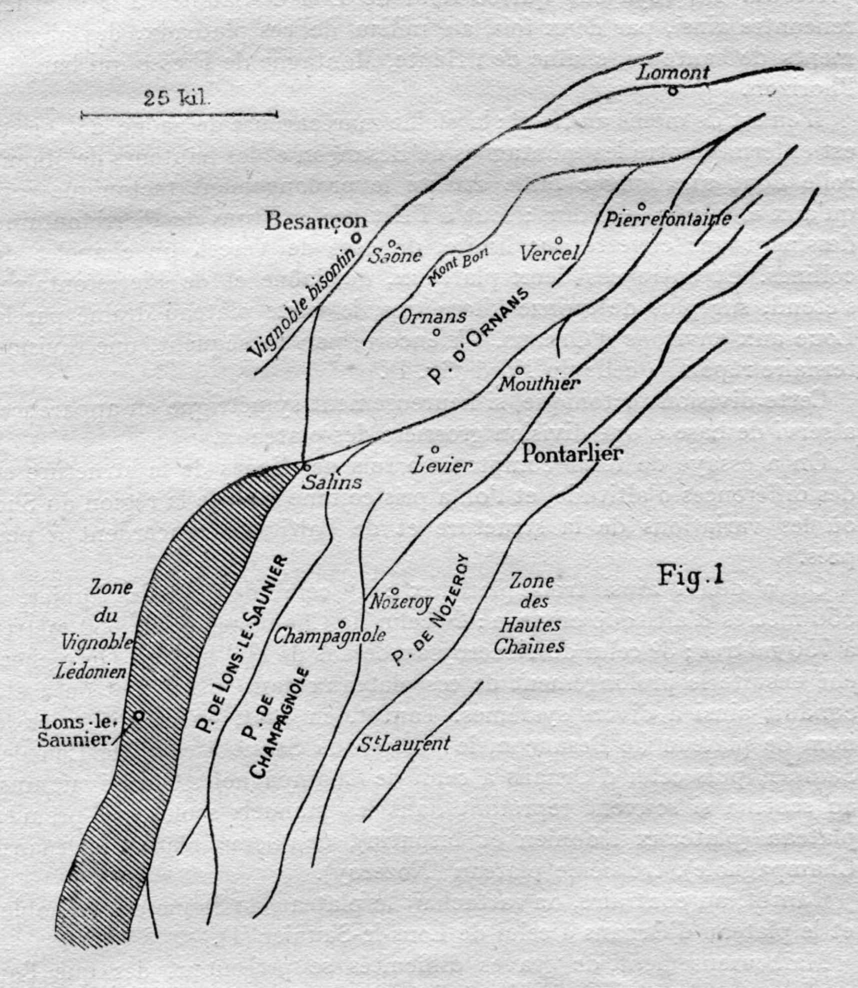
Tantôt, au contraire, on rattachait le plateau de Saône au Vignoble, et le plateau d'Ornans à celui de Lons-le-Saunier (1).

Malheureusement, de graves difficultés se présentent dès que l'on confronte ces schémas avec la réalité. Tous ceux qui ont étudié les plateaux ont proclamé ce qu'il y avait de conventionnel dans une telle construction.

Déjà, en 1887, Boyer écrivait : « Nulle part on ne trouve la disposition en gradins... mentionnée par nombre d'auteurs » (2).

(1) Cf. en particulier le *Précis géographique* de Ch. Vélain servant d'introduction au *Guide bleu : Bourgogne, Franche-Comté*, etc.

(2) G. Boyer. *Remarques sur l'orographie des Monts-Jura*, **19**, p. 271, note.



LES PLATEAUX DU JURA CENTRAL. GRANDES DIVISIONS TECTONIQUES

D'après la carte structurale établie par le Général de La Noë et publiée par Emm. de Margerie. Échelle : 1/1.000.000^{e}.

Plus récemment, E. Fournier arrivait à la même conclusion : « En somme, cette division des plateaux en trois zones est très artificielle » (1).

Cela n'a pas empêché le schéma traditionnel de se multiplier sans cesse en de nouveaux exemplaires (2) et d'encombrer l'enseignement. Il serait temps d'en faire justice (3).

Ce qui apparaît évident, dès l'abord, c'est l'absurdité d'un premier plateau bisontin-lédonien.

Le plateau dit de Besançon est formé, comme nous le verrons, de plusieurs surfaces d'érosion emboîtées les unes dans les autres. La plus vaste, que l'on peut suivre autour de Nancray, est à l'altitude moyenne de 460 mètres. Elle ne peut donc être rapprochée, pour l'altitude, du plateau lédonien qui se tient aux environs de 550 mètres. Elle n'en saurait non plus être le prolongement tectonique, puisqu'elle en est séparée par les anticlinaux et les failles des environs de Salins. Le premier plateau, tel qu'il est généralement présenté, étroite bande se développant de Baume-les-Dames à Orgelet, n'existe pas.

On en pourrait dire autant du deuxième palier. Sans doute, l'altitude moyenne du plateau d'Ornans est bien de 600 mètres à 650 mètres, proche de celle du plateau de Champagnole. Mais il ne s'agit que d'une altitude moyenne ; ce plateau d'Ornans s'élève, en réalité, de façon ininterrompue depuis Trépot où il est à 540 mètres, jusqu'à Vercel où il atteint près de 700 mètres. Il est donc bien difficile d'y voir une suite du plateau de Champagnole. Les mêmes raisons interdisent également d'y reconnaître une suite du plateau de Lons-le-Saunier.

Enfin la structure, elle-même, est plus complexe qu'il ne semble au premier abord ; entre les plateaux du Sud et ceux du Nord, particulièrement entre celui de Champagnole et celui d'Ornans, subsiste une étroite bande encerclée de collines, sorte de lentille allongée de l'Est à l'Ouest autour de Levier, et qui ne rentre dans aucune des divisions précédentes. Il y a là un nouveau compartiment, et qui forme barrière entre le Nord et le Sud.

(1) E. Fournier. *Etudes sur la tectonique du Jura franc-comtois*, 1901, **62**, p. 103.

(2) Lamairesse, dans son excellente étude hydrologique sur le Jura, donne des trois plateaux un tracé un peu différent ; il place par exemple, Nozeroy sur le deuxième plateau pour des raisons qui semblent surtout d'ordre hydrographique. Cette division, qui suit de moins près la tectonique, ne rencontre pas moins d'objections que la division habituelle (*Etudes hydrologiques sur les Monts-Jura*, **97**, pl. II. Cette planche est reproduite par Emm. de Margerie, *Bibliographie sommaire du Jura franco-suisse*, **110**, p. 470).

(3) Plusieurs tentatives de correction ont été faites ; elles restent, en général, trop fidèles à l'ancienne division en zones longitudinales. C'est ainsi que le Cap. Gérard n'admet que deux plateaux séparés par la faille de Mamirolle, les escarpements rauraciens, la faille de Lizine, la chaîne de l'Heute (*Compte rendu d'excursions*, **76**, p. 7).

La division des plateaux en trois zones longitudinales ne peut donc servir de base à une étude de géographie physique.

Nous ne retiendrons que la division tectonique qui en est le point de départ et qui découpe dans les plateaux une véritable mosaïque où des compartiments d'altitudes différentes sont assemblés suivant des lignes qui s'entre-croisent (1).

Encore doit-il être bien entendu qu'il ne s'agit là que d'une division tectonique. Chacun des compartiments ne présente aucune unité morphologique. Entre l'Heute et la Montagne de Fresse, on trouve, juxtaposés à l'intérieur du même compartiment, la plaine de l'Ain à 520 mètres, le plateau de Loulle et Ménétrux à 650 mètres, le plateau du Franois à 800 mètres.

Nous devons donc chercher à classer autrement les formes qu'offrent aujourd'hui à nos yeux les plateaux du Jura. Seule, l'analyse attentive du terrain nous donnera les éléments nécessaires en permettant de retracer l'évolution morphogénique, base de toute classification morphologique.

---

(1) V. fig. 1.

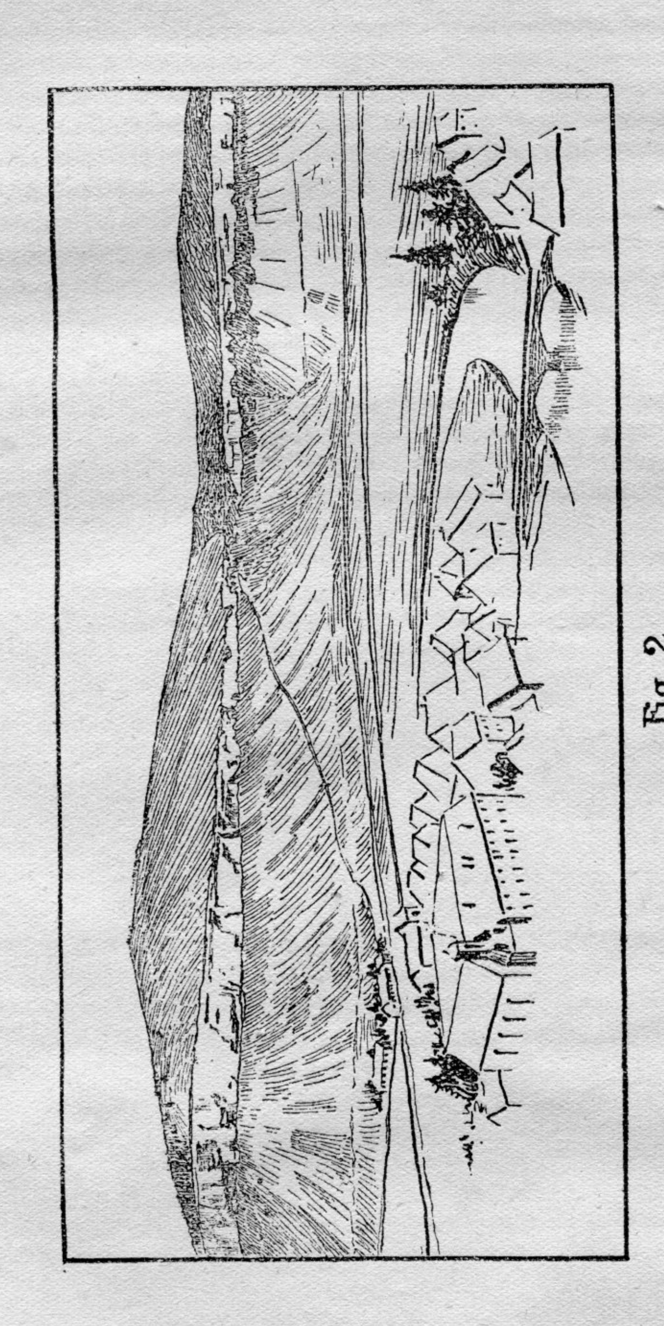


Fig. 2

LE PLATEAU AUX ENVIRONS D'ORNANS. Au premier plan, Ornans et la Loue.

PREMIÈRE PARTIE

LA PÉNÉPLAINE D'ORNANS

CHAPITRE PREMIER

LE PLATEAU D'ORNANS

I. — *Aspect du plateau d'Ornans*

De quelque côté que l'on s'élève autour de la petite ville d'Ornans, après avoir gravi les versants assez raides de la vallée de la Loue, on atteint vite des plateaux uniformes. Morcelés au voisinage de la Loue par de petites rivières encaissées, comme la Brême, ces plateaux s'étendent au loin, en ondulations très lâches que surplombe toujours à l'horizon le profil estompé d'une chaîne rectiligne. C'est partout la même suite de croupes aux pentes insensibles et aux dépressions largement ouvertes (1). La vallée actuelle de la Loue n'est elle-même qu'un accident ; dès qu'une vue panoramique du terrain est offerte, l'œil ne peut s'empêcher de raccorder les bords du canyon aux altitudes identiques. Entre Vernierfontaine et Amathay, pas plus qu'entre Amancey et Malbrans l'entaille de la vallée n'altère la continuité du paysage (Fig. 2).

C'est l'ensemble de ces plateaux que nous désignerons, conformément à la tradition des géographes, sous le nom de plateaux d'Ornans (2).

Avant de rechercher quelles sont leurs limites, étudions d'abord leurs caractères dans la région qui leur appartient le plus incontestablement,

(1) Le signal de Hautepierre, au-dessus de Mouthier, à 880 m., est le meilleur point de vue pour un coup d'œil d'ensemble sur ces plateaux.

(2) Le nom de plateaux de Vercel pourrait paraître préférable ; il aurait l'avantage de rappeler une localité bâtie à leur surface, tandis qu'Ornans se trouve au fond

c'est-à-dire sur les plateaux qui entourent Amancey, Ornans et Vercel.

La régularité de la surface, telle qu'elle apparaît, par exemple, du signal de Hautepierre, en est bien le caractère le plus frappant.

Écartons d'abord un certain nombre d'accidents qui parfois masquent cette régularité :

a) Les vallées, profondément entaillées, de la Loue et de ses affluents, opposent nettement leurs pentes, souvent tapissées de bois sombres, au reste du paysage et nous avons dit, déjà, comment elles paraissaient étrangères à ce paysage (Fig. 7).

b) Des vallées sèches, particulièrement nombreuses au voisinage de la Loue, prolongent presque toujours vers l'amont les vallées vives actuelles.

c) Des dépressions fermées, assez vastes, sortes d'ouvalas (1), semblent tenir à la fois de la doline et du bassin fermé, ayant des dimensions bien plus grandes que les dolines ordinaires, sans être aussi nettement délimitées que la plupart des bassins fermés.

d) Enfin, toute la surface est plus ou moins semée de dolines, généralement de petites dimensions, qui disparaissent dans une vue d'ensemble du paysage dès que l'on s'élève de quelques mètres.

Toutes ces dénivellations sont des accidents locaux qui n'intéressent pas l'allure générale des plateaux. Mais si leur régularité reste frappante, il y a cependant des différences notables d'altitude qui tiennent à la constitution même de cette surface et que les coupes mettent en évidence.

On peut ainsi définir, par une analyse minutieuse, deux groupes de régions où les cotes varient lentement, en s'élevant vers l'Est, tandis que dans la zone intermédiaire les pentes sont beaucoup plus accentuées.

1° Dans le pays qui s'étend de Trépot et L'Hôpital-du-Gros-Bois (2) jusqu'à Charbonnières, à l'altitude moyenne de 540 mètres, le paysage donne l'impression d'un plan presque parfait. On circule sans peine au milieu des taillis qui séparent Villers-sous-Montrond de la vallée

de la vallée de la Loue. Cependant, si Vercel est, comme Ornans, un chef-lieu de canton, il est loin d'avoir la même importance ; d'autre part, des causes qui n'ont rien à voir avec la géographie ont déjà fait connaître le nom d'Ornans au public français, ne serait-ce que par les peintures de Courbet (« L'enterrement à Ornans »), enfin, et surtout, Ornans se trouve, comme nous le verrons bientôt, au centre de ces plateaux, tandis que Vercel est tout à fait à l'extrémité, près de la région où leur caractère s'altère sensiblement. Nous n'avons donc pas cru devoir nous écarter de la tradition qui attache à toute cette série de plateaux le nom d'Ornans.

(1) V. Appendice.

(2) Au Nord d'Ornans.

de la Brême, et les sentiers, tous pareils, n'accusent aucune direction maîtresse. C'est ce qu'expriment très nettement les profils des environs de Trépot et de Charbonnières (Fig. 4.)

Cette surface plane n'est pourtant pas tout à fait horizontale. Sur les levés au 1/20.000, les courbes de niveau, équidistantes de 5 mètres, se suivent à un intervalle moyen de 100 mètres ; la pente, très régulière et peu sensible sur le terrain, monte donc vers l'Est de 5 pour 1.000 environ. C'est ainsi que l'altitude, de 540 mètres vers Trépot et Foucherans, s'élève progressivement (1) jusqu'à 560 mètres au Nord de Charbonnières, pour croître plus encore à l'Est.

D'autre part, toute la surface s'abaisse vers les vallées de la Brême et de la Loue.

Cela nous permet de la suivre en des points qui ne sont pas rigoureusement à la même altitude.

Vers le Sud, par exemple, les plateaux morcelés qui dominent Cléron de leurs grandes tables régulières (2), présentent exactement les mêmes caractères que les plateaux du voisinage de Trépot, et se raccordent avec eux par-dessus la vallée de la Loue : c'est la même montée vers l'Est et la même pente secondaire vers la Loue (3). Nul doute qu'il ne s'agisse là d'une seule et même surface.

Nous trouvons aussi, vers le Nord, des lambeaux de surface que l'on peut en rapprocher. La région de Magny-Chatelard, au Nord-Ouest de Vercel, est à l'altitude de 550 mètres-560 mètres, d'ailleurs disséquée parmi des éléments d'altitude inférieure. Et elle se prolonge à l'Est par les points hauts de l'Est de Belmont, situés entre 566 et 574 mètres. La double pente de la surface de Trépot vers le Sud et vers l'Ouest explique fort bien que les cotes soient ici un peu plus élevées. Sans doute, cette surface de Magny-Chatelard ne se raccorde pas directement avec celle de L'Hôpital-du-Gros-Bois et de Trépot ; mais elle n'en est

(1) V. fig. 5.
(2) V. fig. 11.
(3) Cette pente vers la Loue, en raison des irrégularités d'altitude, apparaît cependant de façon bien moins nette qu'au Nord de la rivière.

PLANCHE I ET FIGURE 3

LE PLATEAU DE VERCEL ET L'EST DE LA PÉNÉPLAINE D'ORNANS

Photographie de deux plans-reliefs établis par le Service Géographique de l'Armée, au 1/20.000 (Gonsans et Vercel).

Echelle de la reproduction : 1/110.000.

On distingue les vallées sèches, orientées du Sud-Est au Nord-Ouest, et qui représentent l'ancien drainage. Noter les alignements de dolines qui prolongent les vallées. — *L'éclairage se fait par le Sud, comme dans les vues prises en avion ; retourner la vue pour avoir l'éclairage conventionnel, jusqu'à ce que les dolines apparaissent en creux.*

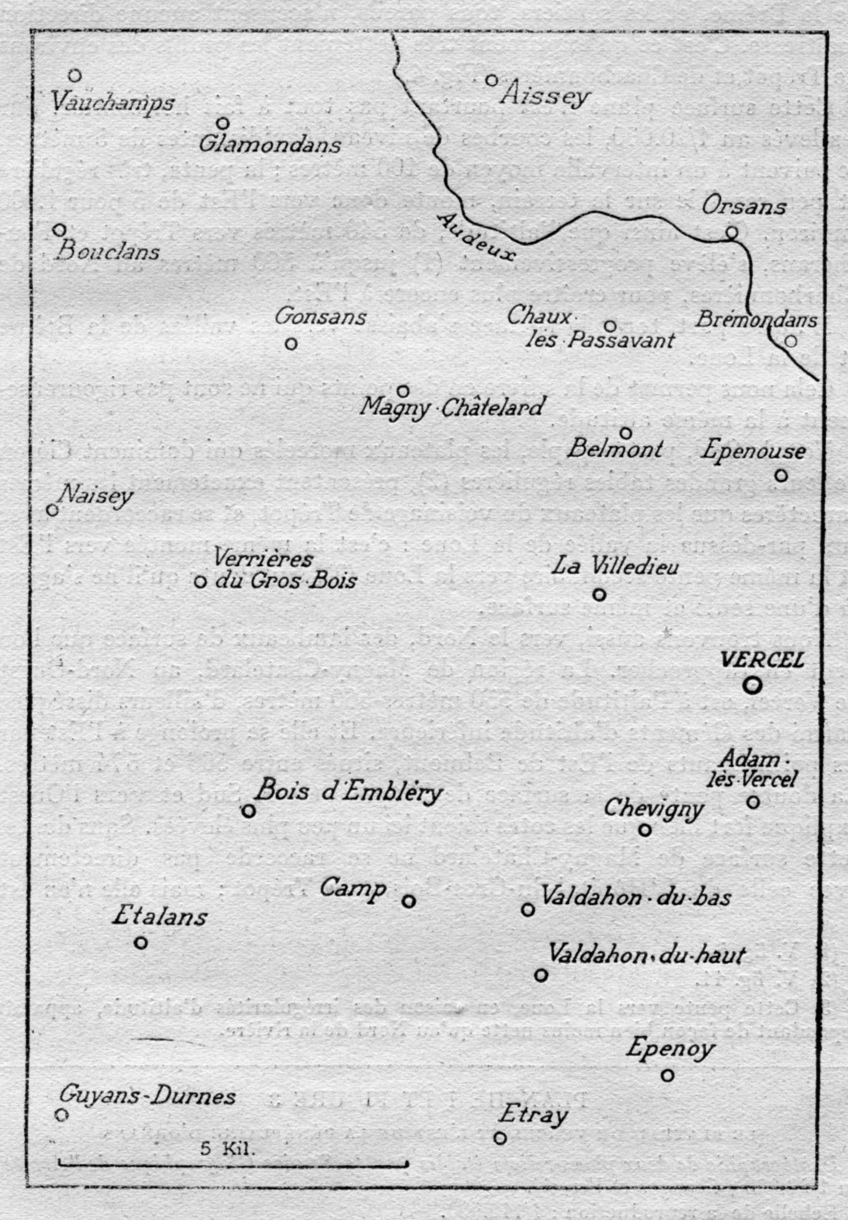


Fig. 3

(Voir légende à la page précédente.)



Cliché Parbaua

LE PLATEAU DE VERCEL ET L'EST DE LA PÉNÉPLAINE D'ORNANS.

(Relief du Service Géographique de l'Armée.)

guère séparée que par un seuil large de 1.500 mètres environ, au Nord-Est de Verrières-du-Gros-Bois. Et encore ce seuil est-il entaillé par des vallées et des dépressions qui le rétrécissent jusqu'à ne plus lui laisser en certains points que 700 mètres de large.

Il est donc très légitime de rapprocher toutes ces surfaces et de dire que l'Ouest du plateau d'Ornans, tout entier, forme un plan incliné vers le Nord-Ouest, dont les altitudes varient entre 540 et 580 mètres environ.

2° Il existe une autre région, située à une altitude plus élevée, où les cotes ne varient également que de façon insensible. Elle se dégage très nettement au Nord-Est du plateau d'Ornans, à l'Ouest de Vercel et de Chevigney, et elle est mise en évidence par une coupe de Belmont ou Gonsans aux environs de Vercel. Vers l'Est, elle apparaît comme s'élevant très lentement jusqu'aux environs de Vercel où elle atteint environ 650 mètres. Sa pente, mesurée entre la courbe isohypse de 645 mètres, au Moulin du Pré de Vercel, et celle de 635 mètres à l'Est de La Villedieu, est de 4 p. 1.000 (Fig. 6).

Vers l'Ouest, cette surface est de plus en plus disséquée ; mais on peut, en suivant à peu près la même pente, y relier des points hauts qui s'espacent de plus en plus vers l'Ouest : 610 mètres au Sud-Est de Magny-Chatelard, 600 mètres au Sud de Gonsans.

La régularité de cette surface apparaît de façon frappante à travers les prairies qui longent la route du Valdahon à Vercel et nous l'appellerons désormais surface de Vercel (Pl. I et fig. 3).

Mais si l'on veut en avoir une vue d'ensemble, il faut gravir les pentes, couvertes de prairies et de petits bouquets d'arbres, du Signal de Passavant.

Interrompue au Sud du Signal par la vallée de L'Audeux et celle de Landresse, la surface de Vercel présente de l'Est à l'Ouest le profil de sa lisière Nord. On la voit, tantôt couverte de prés, tantôt garnie de bois, se développer en s'abaissant lentement de la gauche vers la droite (1).

Les bois de la Grosse Aige, au-dessus du monastère de la Grâce-Dieu, en masquent la fin. La surface qui lui fait suite vers l'Ouest, dans le panorama interrompu, n'est plus exactement sur son prolongement. C'est le plateau de Magny-Chatelard, un peu plus bas, qui appartient déjà à la surface de Trépot. Ici s'arrête la pente continue vers l'Ouest.

La surface de Vercel ne va pas seulement en s'élevant vers l'Est, mais aussi vers le Nord.

La continuité est parfaite avec les plateaux disséqués qui dominent le ruisseau de Creuse, autour d'Eysson, de Villers-Chief, d'Epenouse. Mais l'altitude est ici légèrement supérieure. Vers Epenouse, Eysson

(1) La tranche de la surface de Vercel que l'on voit ainsi du Signal de Passavant apparaît sur la reproduction du plan-relief (Pl. I) à l'Ouest d'Epenouse.

elle se tient entre 650 mètres et 660 mètres et elle reste à 660 mètres sur la rive droite de l'Audeux, à l'Ouest de Villers-Chief. La surface s'élève donc progressivement vers le Nord d'environ 3,5 p. 1.000 (mesure prise entre le Bois-sur-Creuse, à l'Ouest de Villers-Chief, et le Bois du Dégoutot, au Nord-Ouest de Chevigney, et qui accuse une différence de 25 mètres pour 7 kilomètres) ; cette pente Nord-Sud est d'ailleurs très variable et, sur la rive droite de l'Audeux, elle devient de plus en plus faible.

D'autre part, cette surface, qui s'abaisse vers le Sud, sur la rive droite de la Loue, s'élève de nouveau sur la rive gauche : 685 mètres à l'Est de Silley, 686 mètres au Nord d'Amathay-Vesigneux ; elle forme donc comme une gouttière dont l'axe serait sensiblement la vallée de la Loue.

3° Voilà deux régions qui présentent des surfaces sensiblement planes et des caractères analogues. Elles appartiennent à deux plans inclinés, distants de vingt à trente mètres. Entre elles, une zone plus accidentée les raccorde par des pentes très inégales dont il est assez difficile de donner la valeur moyenne, en raison de leur diversité (Fig. 9).

Sur le terrain même, cette pente ne se révèle pas toujours nettement, masquée par les inégalités du sol. On en a toutefois une idée en contemplant les environs du puits de la Brême, près d'Ornans. Les éperons détachés par le plateau entre les affluents de la Loue semblent étagés les uns au-dessus des autres, donnant l'impression de véritables gradins. La pente est cependant continue, comme le montrent les profils ou les vues d'ensemble du plateau.

Cette région intermédiaire est, d'autre part, caractérisée par un relief plus tourmenté qui apparaît bien à l'Est ; les formes accidentées du camp du Valdahon contrastent avec la régularité du plateau autour de Vercel.

La morphologie doit expliquer la présence de cette zone intermédiaire entre deux surfaces sensiblement planes.

II. — *Les surfaces d'érosion du plateau d'Ornans*

En l'absence de toute dislocation, il paraît, à première vue, assez tentant d'expliquer la montée du plateau par l'affleurement de roches de plus en plus récentes de l'Ouest vers l'Est ; les surfaces structurales de plus en plus élevées donneraient autant d'étages successifs. Ces plateaux appartiennent tous, en effet, aux terrains du jurassique supérieur qui se succèdent, de plus en plus récents, de Trépot à Athose, si bien qu'une coupe tranche les affleurements du rauracien, de l'astartien, du ptérocérien, du virgulien (V. fig. 4).

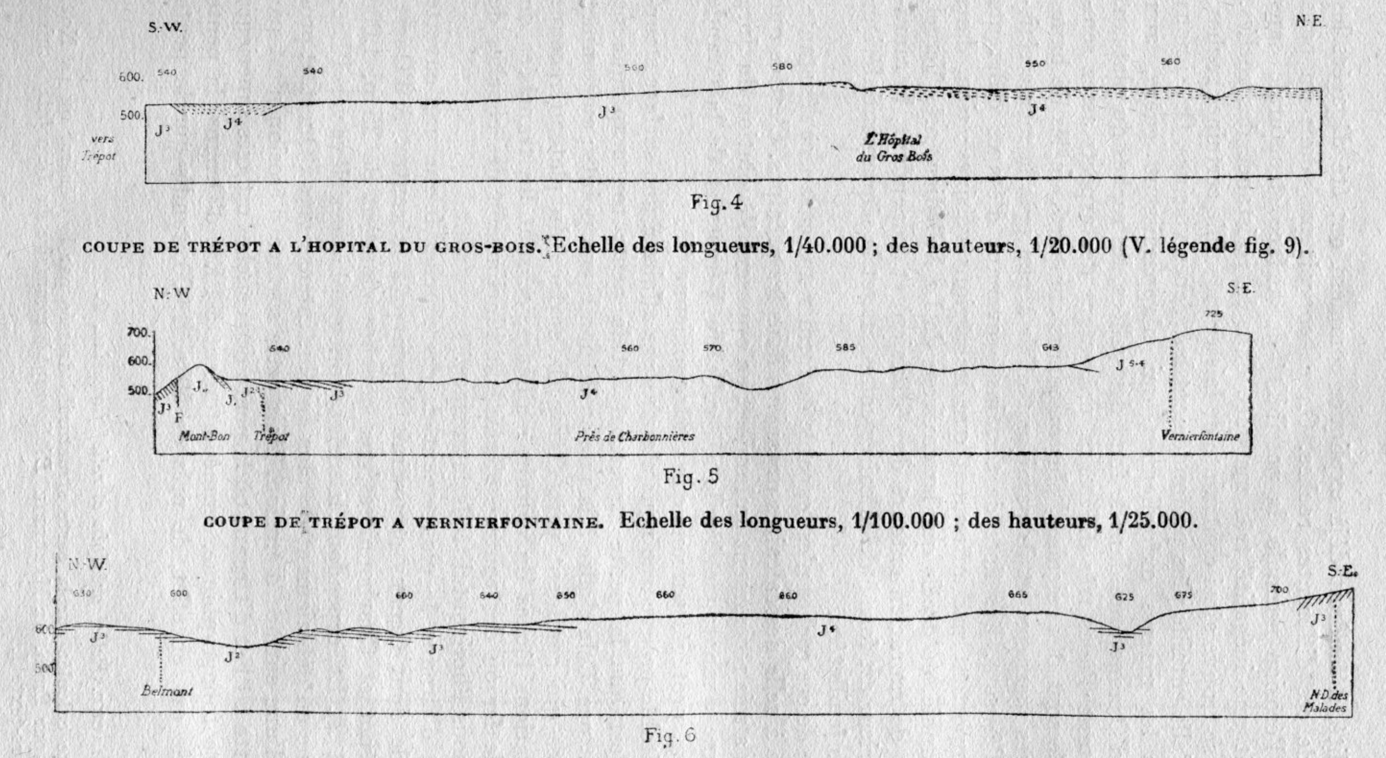


Fig. 4

COUPE DE TRÉPOT A L'HOPITAL DU GROS-BOIS. Echelle des longueurs, 1/40.000 ; des hauteurs, 1/20.000 (V. légende fig. 9).

Fig. 5

COUPE DE TRÉPOT A VERNIERFONTAINE. Echelle des longueurs, 1/100.000 ; des hauteurs, 1/25.000.

Fig. 6

COUPE PAR BELMONT ET LA CHAPELLE N.-D. DES MALADES, A L'EST DE VERCEL. Echelle des longueurs : 1/40.000, des hauteurs : 1/20.000.

En réalité, il faudrait déjà expliquer comment ont été dégagées les surfaces de ces différentes roches. On ne conçoit pas, dans un pays soumis à l'érosion normale, la possibilité de surface structurale sans qu'il y ait une inégalité très marquée dans la résistance des roches. L'érosion se trouve ainsi contrainte de laisser en saillie certaines roches, tandis qu'elle entaille plus profondément les roches voisines. Or, si nous exceptons les marnes oxfordiennes, qui n'apparaissent guère, aux environs d'Ornans, que dans le fond des vallées, les roches du plateau, tout en étant d'âges très différents, présentent des aspects assez semblables. Ce sont des calcaires, plus ou moins compacts, mêlés de bancs de calcaires marneux, et ils paraissent offrir à peu près la même résistance à l'érosion. Les îlots de terrains provenant d'étages différents ne se comportent pas autrement que les régions voisines ; rien, dans la topographie, ne décèle que les environs de La Villedieu, près Vercel, sont faits de rauracien entouré de séquanien, et, cependant, le rauracien supérieur est formé de calcaires compacts, et le séquanien inférieur de marnes feuilletées.

Aucune de ces roches n'est capable de former une carapace résistante, semblable à celle des calcaires urgoniens dans les préalpes. C'est ce que J. Blache a mis récemment en lumière, en opposant l'évolution du Jura qui est une « montagne fragile » à celle du Vercors et de la Grande Chartreuse, protégés par une cuirasse urgonienne (1).

La véritable preuve que nous n'avons pas affaire à une surface structurale, c'est que la pente structurale et la pente topographique ne coïncident pas. Cela s'offre à la vue en de nombreux points ; au sommet des vallées qui confluent vers Cléron, la surface du plateau recoupe les ondulations lâches du calcaire ; ailleurs, ce sont les tranchées du chemin de fer ou des routes qui révèlent l'inclinaison des couches de terrains sous l'horizontalité de la surface.

Autour d'Ornans, le plongement de ces couches forme une cuvette structurale dont Ornans occuperait à peu près le centre. A l'Ouest, entre Trépot et Charbonnières, ces couches plongent de 25 p. 1.000 vers l'Est (2). Et, cependant, la surface topographique s'élève vers l'Est ; il y a donc eu déblaiement de plus en plus intense vers l'Ouest, et production d'une surface d'érosion. Mais cette surface d'érosion n'est pas moins nette à l'Est d'Ornans où la pente des couches est très supérieure à la pente topographique. Immédiatement à l'Est d'Ornans, la pente structurale est, en effet, de près de 50 p. 1.000, tandis que la pente

(1) J. Blache. *Relief préalpin et relief jurassien*. 7.

(2) Pente calculée sur la carte structurale dressée par le Général de la Noë, et publiée par Emm. de Margerie. *Bibliographie sommaire du Jura franco-suisse*. 110, pl. hors-texte I.

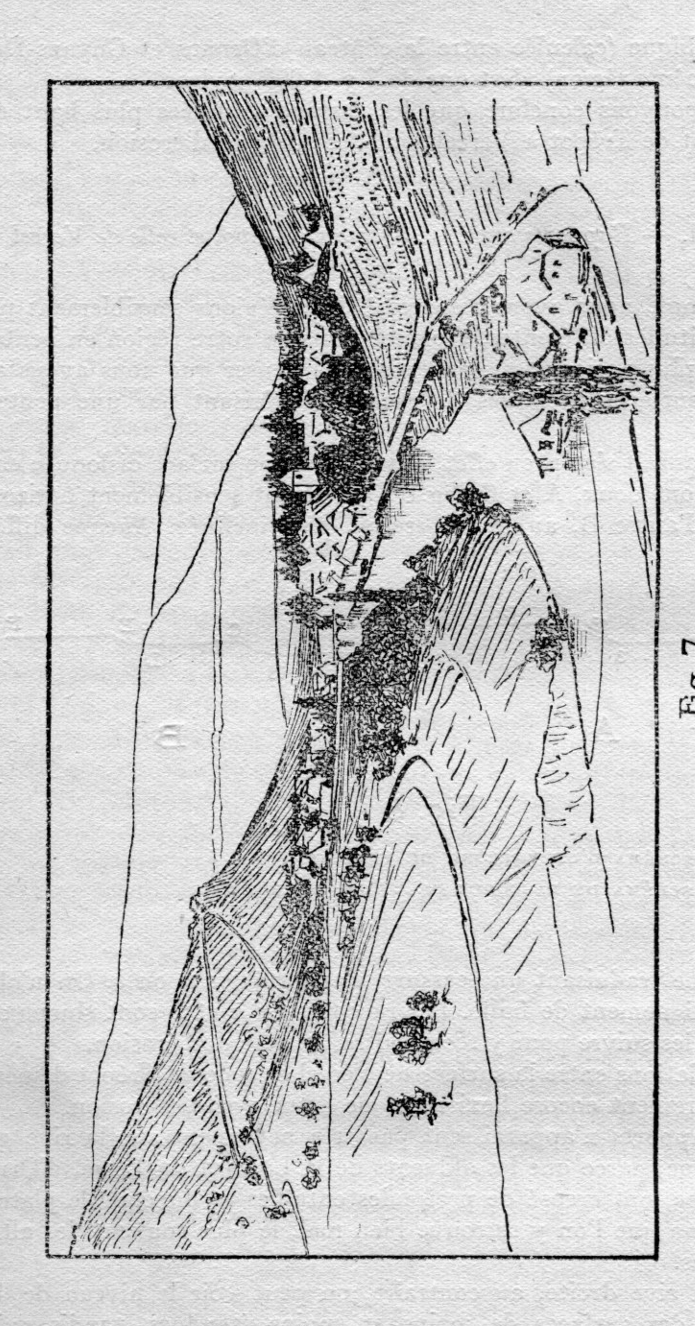


Fig. 7

LA VALLÉE DE LA LOUE ENTAILLÉE DANS LE PLATEAU D'ORNANS, A VUILLAFANS (EN AMONT D'ORNANS).

topographique (calculée entre le château d'Ornans et Guyans-Durnes, dans la même région) n'est que de 7 p. 1.000 environ.

Nous pouvons conclure que les surfaces étudiées plus haut et qui s'étendent de Trépot à Vercel sont des surfaces d'érosion.

III. — *Rapports entre la surface de Trépot et celle de Vercel*

Et comme nous avons remarqué deux régions sensiblement planes, à des altitudes différentes, séparées par une autre région en pente plus raide et plus accidentée, nous pourrons penser que nous avons affaire à deux surfaces cycliques, le raccord se faisant par une pente plus raide.

Il ne saurait s'agir, en effet, d'une ancienne surface disloquée en trois parties dont deux, A et C (fig. 8 A), seraient sensiblement horizontales et dont l'autre B, au milieu, serait plus inclinée. Aucune différence

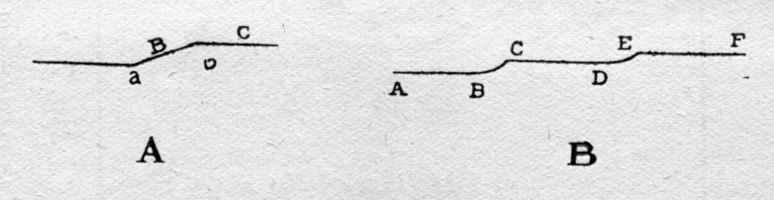


Fig. 8

A) SCHÉMA D'UN RACCORD DE PLATEAUX.

B) SCHÉMA DE RACCORDS DE CYCLES D'ÉROSION.

géologique traduisant une cassure n'apparaît en *a* ou *b*. On n'observe aucun alignement de faille. Les raccords en *a* et *b* sont sinueux, et il suffit de les suivre pour y reconnaître l'œuvre de l'érosion.

Les relations entre la surface de Vercel et celle de Trépot démontrent plus clairement encore l'existence de deux cycles d'érosion.

Ces rapports n'apparaissent pas très nettement sur la rive gauche de la Loue, parce que les affluents de la Loue et du Lison, d'Ornans à Refranche, ont creusé de profondes entailles et disséqué le plateau de telle façon que l'on y retrouve bien mal, le plus souvent, les altitudes anciennes.

Sur la rive droite, au contraire, on peut voir le niveau de Trépot occuper des surfaces de moins en moins étendues, tandis qu'apparaissent au-dessus, à une vingtaine de mètres environ, des témoins

de plus en plus nombreux et de plus en plus vastes qui finissent par former la surface de Vercel.

Nous constatons, par exemple, qu'autour d'Etalans la surface de Vercel s'amorce dans les Bois d'Embléry par deux surfaces irrégulières dont l'une mesure à peu près 0,5 kilomètre et culmine à 609 mètres, et dont l'autre mesure environ 1 kilomètre et culmine à 610 mètres (1).

De même, aux environs de Verrières-du-Gros-Bois, les surfaces de 600 mètres s'étendent assez loin vers l'Ouest, dominant la surface de Trépot, qui se maintient aux environs de 575 mètres.

La zone de contact entre la surface de Trépot et celle de Vercel forme ainsi au Nord de la Loue une série d'indentations, bien marquées par les sinuosités de la courbe de niveau de 600 mètres (2).

Le premier rentrant, celui du Sud, correspond à peu près au prolongement de la vallée de la Brême ; celui du Nord, aux vallées sèches partant de l'Audeux.

Entre les deux, des rentrants correspondent à des vallées sèches qui n'ont plus aucun rapport avec le réseau hydrographique. Dirigées du Sud-Est au Nord-Ouest, elles s'arrêtent à l'aval dans la région des soulèvements du Mont-Bon (3) ; il s'agit manifestement de vallées anciennes. Tel est le cas de la vallée sèche au Sud-Ouest de La Villedieu.

Plus nette encore apparaît la vallée sèche au Nord-Ouest du Valdahon ; elle prend naissance dans le petit ravin, profond d'une quinzaine de mètres, immédiatement à l'Ouest des baraquements du Camp. Elle se dirige ensuite vers l'Ouest et aboutit au Gros-Bois (Sud-Est de Verrières-du-Gros-Bois).

Cette vallée, assez ancienne, a été transformée déjà par les phénomènes karstiques, suivant un processus presque constant que nous étudierons plus loin. Elle est aujourd'hui le siège de toute une série de dépressions et de bassins fermés, ou même de gouffres qui semblent témoigner de l'existence d'une rivière souterraine. Elle se raccorde au Nord d'Etalans avec les parties de la surface de Trépot situées plus au Sud.

Qu'il s'agisse de vallées encore drainées, des vallées sèches qui les prolongent ou de vallées aujourd'hui transformées, ce sont bien des formes d'érosion fluviale qui prolongent vers l'Est la surface de Trépot et qui marquent le contact avec celle de Vercel.

Enfin, la principale inflexion de cette zone de contact est formée par l'encoche correspondant à la vallée de la Loue elle-même ; il n'y a rien là qui nous surprenne : nous avons vu la situation en fond de

(1) Entre ces point et la cote 640 à l'Ouest de Vercel, cela fait une pente de 30 mètres pour 7 kilomètres, soit 4,3 p. 1.000.

(2) V. la carte au 1/20.000 du Camp du Valdahon.

(3) V. la reproduction du plan-relief de la région, pl. I.

A. Hettner, le drainage subaérien soit récent (1), ni que les agents d'érosion normale aient manqué dans les périodes antérieures. Il est même vraisemblable, comme nous le verrons plus loin, que les vallées, aujourd'hui fortement creusées, sont sur l'emplacement d'anciens fleuves qui auraient façonné la surface de dénudation et qui auraient dû ensuite s'enfoncer pour répondre à un abaissement du niveau de base.

4o La surface du plateau d'Ornans ressemble mal aux plateaux de dénudation karstique où les bosses sont abruptes, et elle évoque une surface d'érosion normale. Non seulement les altitudes varient très régulièrement et s'organisent très bien en deux surfaces tournées vers un niveau de base situé à l'Ouest. Mais nous avons vu aussi que, dans chacun des lambeaux de surface étudiés, l'altitude va en décroissant pour passer par un mininum et croître de nouveau ensuite. D'où nous pourrons conclure que le drainage devait se faire par un fleuve qui occupait sensiblement la place de la Loue actuelle et qui se dirigeait de l'Est vers l'Ouest. La pente vers cette artère centrale varie entre 3 et 5 p. 1.000, ce qui correspond assez bien à la pente des versants d'un élément de pénéplaine encore mal formée (2).

Les surfaces de dénudation du plateau d'Ornans nous paraissent donc bien dues à l'érosion subaérienne normale.

V. — *Les surfaces d'érosion fluviale dans les calcaires*

Mais si le plateau d'Ornans présente indubitablement les caractères d'un modelé subaérien, comment une telle surface a-t-elle pu s'établir à travers les roches calcaires ? Pour aboutir à de tels résultats, en effet, il a fallu que l'érosion subaérienne s'exerçât longuement. Or, dans les roches calcaires, cette érosion doit, au contraire, s'éteindre assez rapidement. La roche se troue de dolines et de gouffres ; des grottes se creusent en profondeur et la circulation profonde remplace peu à peu la circulation superficielle. C'est ce qui est à peu près arrivé aujourd'hui ; la plus grande partie du plateau d'Ornans est privée de drainage superficiel, les rivières ne drainant plus que leurs propres vallées. Au moment des grandes pluies seulement, les orifices sont impuis-

(1) V. Quatrième partie les théories sur l'approfondissement de la vallée de la Loue.

(1) Cette pente est bien due à l'érosion, car la pente des couches mesurée entre la vallée de l'Audeux et Vercel, sur la carte structurale du Général de La Noe (publiée par E. de Margerie), est de 12 à 14 p. 1.000 ; elle varie avec les régions, mais diffère toujours sensiblement de la pente topographique.

sants à absorber toute l'eau de sa surface et on retrouve un ruissellement ; mais ce ruissellement est bien limité, il s'épuise assez vite ; s'il parvient malgré tout à faire progresser lentement l'évolution d'une vallée, il ne semble pas capable d'aboutir à des surfaces d'érosion aussi parfaites que celles du plateau d'Ornans.

Sans doute, au début de l'évolution d'un pays calcaire, lorsque les fissures de la roche ne sont pas encore agrandies, l'eau coule sur la surface du calcaire récemment déblayé ; il y a ruissellement ; mais l'érosion est extrêmement faible et elle est alors impuissante à former des surfaces se rapprochant de véritables pénéplaines.

Les différences climatiques ne semblent pas non plus suffire à résoudre la question. Le Jura a pu se trouver placé à certaines périodes dans des conditions voisines des conditions tropicales actuelles. Le ruissellement devait alors être beaucoup plus intense, les précipitations étant plus abondantes. Mais cela ne devait pas suffire à faire prédominer l'érosion subaérienne sur l'érosion karstique. Ce sont, en effet, les conditions dans lesquelles se trouve placé le karst de la Jamaïque et il s'y développe des poljes et des dolines qui tendent à une surface karstique et non, immédiatement au moins, à une pénéplaine d'érosion (1).

Pour que l'érosion subaérienne ait pu modeler ainsi le paysage, il faut admettre que la surface du calcaire se trouvait alors très près du niveau de base (2) ; il est infiniment probable que l'érosion subaérienne, dans ce cas, compte seule, et que les formes karstiques font à peu près complètement défaut.

Les ruisseaux et les rivières n'ont aucune raison de disparaître dans un sous-sol lui-même saturé d'eau. Ils doivent alors modeler leurs rives et l'érosion subaérienne s'exercera dans toute son ampleur.

L'érosion karstique ne sera sans doute pas absente ; mais elle procède très lentement et ses formes, à peine ébauchées, seront oblitérées par l'érosion normale.

On comprend donc que, dans une surface proche du niveau de base, seules les formes d'érosion normale se développent.

L'érosion karstique ne reprend ses droits qu'à partir du moment où un mouvement du sol soulève la surface ; mais, comme elle agit très lentement, les anciennes formes subaériennes subsistent longtemps. Et nous avons encore sous les yeux à travers le plateau d'Ornans et de Vercel les surfaces d'érosion développées au temps où le niveau de base était proche.

(1) J.-V. Danes, *Karststudien in Jamaïca*, 46.

(2) Elle avait pu y être amenée sous l'influence de la dissolution chimique. Nous verrons plus loin que l'érosion karstique n'est qu'un épisode et aboutit à un processus d'érosion normale (Quatrième partie).

Une objection se présente cependant, et qui semble *a priori* assez forte contre l'érosion mécanique des calcaires par les eaux courantes voisines du niveau de base. Il existe, en effet, dans certaines régions des pays calcaires peu élevés au-dessus du niveau de la mer ; si la théorie était vraie, on y devrait rencontrer exclusivement des surfaces de dénudation subaérienne. Or, de ces karsts, le mieux étudié, qui est incontestablement la Floride, ne présente rien de semblable. Sans doute, même pour la Floride, nous manquons d'études morphologiques détaillées ; mais il est certain que la topographie, nettement karstique, est loin de ressembler à celle du plateau d'Ornans ; l'abondance de dolines et de dépressions, le plus souvent occupées par des lacs, indique bien que les formes karstiques subsistent et l'érosion subaérienne ne suffirait pas à les détruire à mesure qu'elles apparaissent.

En réalité, s'il en est ainsi, c'est que l'érosion karstique et l'érosion subaérienne dont nous voyons les résultats en Floride, ne datent pas des mêmes époques. La Floride est un karst ennoyé (1). Les formes karstiques s'y sont développées en un temps où le pays était situé au-dessus du niveau de base, et elles s'y sont amplement développées parce que cette situation dura longtemps ; depuis, une oscillation a ramené la surface calcaire près du niveau de base et l'érosion régressive partie de ce niveau de base commence à détruire l'œuvre karstique antérieure. Nous avons même un exemple des effets de cette érosion dans la région littorale, toute semblable à la région littorale d'un pays imperméable.

L'exemple de la Floride est donc loin de rien prouver contre les surfaces d'érosion subaérienne dans les calcaires proches du niveau de base. Et nous pouvons admettre que c'est dans de telles circonstances que se sont développées les surfaces d'érosion reconnues sur les plateaux d'Ornans.

VI. — *Caractères particuliers de ces surfaces d'érosion*

Les caractères spéciaux de ces surfaces d'érosion s'expliquent par les conditions dans lesquelles elles se sont formées.

Il est étrange, en effet, de donner comme pénéplaine une région modelée par deux cycles distincts. Nous n'observons jamais rien de tel dans les formes normales de l'érosion subaérienne.

Mais c'est qu'alors les cycles tendent toujours à s'achever vers l'amont. Soit, par exemple, plusieurs surfaces d'érosion AB, CD, EF, correspon-

(1) Cette interprétation des formes de la Floride m'a été suggérée, au cours d'une conversation, par M. H. Baulig.

dant à des cycles d'érosion successifs (fig. 8 B). Ces cycles AB, CD, EF évoluent simultanément ; les formes relatives à chacun d'eux se substituent graduellement, de l'aval vers l'amont, à celles du cycle antérieur. Cependant, lorsque l'évolution est très avancée, la progression vers l'amont est extrêmement lente, les vagues cycliques tendent à se rejoindre et les formes dues aux différents cycles se confondent.

S'il en était autrement, si les surfaces amorcées ne se développaient pas de façon continue et indéfinie vers l'amont, nous n'obtiendrions jamais que des surfaces d'érosion de faible étendue. Si nous en jugeons par l'évolution actuelle des continents, les cycles se succèdent, en effet, suivant un rythme assez rapide. La présence de pénéplaines bien développées ne peut s'expliquer que par l'immensité des temps qui se sont déroulés depuis le cycle qui les a amorcées.

Mais cela n'est vrai que s'il s'agit de roches imperméables. Le calcaire n'est soumis à l'érosion normale, nous l'avons vu, que dans la mesure où il demeure à un niveau voisin du niveau de base local. Dans ce cas, lorsque le cycle AB débute ou peu après, l'érosion cesse d'agir sur la surface CD par suite de l'enfoncement des eaux. Le talus DE s'immobilise alors. Et ainsi le calcaire conserve tous les raccords d'érosion successifs. Il n'est donc pas étonnant que les plateaux d'Ornans, modelés dans les calcaires, soient composés de plusieurs surfaces d'étendue assez limitée. Et c'est ce qui nous permettra de confondre désormais l'ensemble de ces surfaces de Trépot et de Vercel sous le nom de pénéplaine d'Ornans. Il y aura là une pénéplaine à deux niveaux.

Cela ne signifie pas pourtant que les raccords d'érosion, ainsi conservés, restent intacts. Les pentes qui relient les niveaux de Trépot et de Vercel, sinueuses comme des pentes d'érosion, ont un profil extrêmement aplati et, comme elles raccordent des surfaces distantes seulement d'une vingtaine de mètres, on est souvent tenté aujourd'hui de les confondre avec ces surfaces elles-mêmes.

Le talus a bien cessé, en effet, de reculer vers l'Est lorsque la surface de Trépot a été soulevée au-dessus du niveau de base. Mais il ne s'est pas pour cela figé dans la forme qu'il possédait alors. Les eaux continuent à ruisseler sur les pentes lors des grandes pluies ; des glissements interviennent ; une érosion, intermittente et faible, il est vrai, s'exerce sur ces pentes et tend à les émousser. Il faut songer aux falaises mortes dont les pentes adoucies au-dessus des Bas Champs de Picardie contrastent avec la rigidité des falaises vives d'Ault et du Tréport. Or, ces falaises ne sont mortes que depuis une date récente, et si la dégradation des versants a déjà réussi à les modifier, n'a-t-elle pu suffire à transformer les pentes de très anciennes surfaces d'érosion ? De petites vallées se sont creusées qui ne servaient qu'au moment des pluies ; elles ont été elles-mêmes le siège de dolines et de bassins fermés qui en ont

souvent masqué le caractère. D'où la topographie extrêmement confuse par où se raccordent aujourd'hui les surfaces de Trépot et de Vercel. L'effort d'érosion qui, en roches imperméables, aurait absorbé la surface de Vercel dans celle de Trépot, n'a abouti ici qu'à estomper le talus qui les sépare (1).

Nous avons bien sur les plateaux d'Ornans d'anciennes surfaces d'érosion normale, mais l'on n'en peut comprendre les traits qu'en faisant appel aux caractères morphologiques spéciaux des calcaires.

VII. — *Les théories antérieures sur les surfaces de dénudation dans le Jura*

L'hypothèse d'anciennes surfaces d'érosion dans le Jura a été lancée depuis longtemps et a déjà donné lieu à de vives discussions quoiqu'elle n'ait jamais été examinée spécialement au point de vue des plateaux.

Les premières études morphologiques, dans le Jura, comme ailleurs, se sont surtout attachées aux formes de détail, et particulièrement aux vallées (2) ; mais on est arrivé assez vite à l'idée que l'érosion avait pu oblitérer des soulèvements antérieurs.

L'idée a déjà été exposée dans toute son ampleur par A. Vézian, en 1876 (3). Pour Vézian, en effet, le Jura, soulevé au début de l'époque tertiaire, a été nivelé ensuite par les cours d'eau. Ce n'est qu'à la suite d'un deuxième soulèvement qu'il prit sa forme actuelle. Si le terme de pénéplaine n'y est pas, la notion s'en trouve déjà tout entière. Mais il s'agit d'une hypothèse extrêmement générale qui ne repose pas sur une analyse précise des formes et qui ne cherche pas à rendre compte de ces formes.

D'autres auteurs, sans présenter une hypothèse d'ensemble, ont aussi attribué une grande importance à l'érosion pour le modelé des plateaux. C'est ainsi que W. Kilian et E. Haug pensent que les hauteurs situées entre Salins et Mouthier ont dû autrefois s'étendre beaucoup plus loin et qu'elles ont été nivelées dans cette région par l'érosion (4).

(1) En s'appuyant sur ce qui précède, on pourrait définir dans les calcaires des *pénéplaines vives*, et des *pénéplaines mortes* ; la pénéplaine vive, restant dans les conditions où elle s'est formée, continue à être soumise à l'érosion subaérienne. Cette expression de pénéplaine vive nous semble préférable à celle de « pénéplaine encore en fonctions » employée par J. Moscheles dans le même cas (*Les régions morphologiques du massif bohémien*, 128, p. 43).

(2) Em. de Margerie, *Bibliographie*. 110, p. 372. Tracé des cours d'eau et sculpture du sol.

(3) Vézian. *Le Jura*, 158.

(4) *Sur les dislocations des environs de Mouthier-Hautepierre (Doubs)*. 87.

L. Rollier (1) a insisté, lui aussi, sur les dénudations locales dont le Jura a été l'objet.

L'hypothèse a été reprise de façon plus systématique à la suite des études de géographie physique inspirées de l'école américaine. E. Brückner et F. Machatschek ont essayé, à peu près en même temps, d'appliquer au Jura la théorie des pénéplaines, et leurs conclusions valent d'être étudiées de près.

E. Brückner est parvenu à l'idée d'une ancienne pénéplaine jurassienne en étudiant le pourtour des Alpes, pour son ouvrage, écrit en collaboration avec A. Penck, sur les Alpes à l'époque glaciaire (2). Il ne s'agit pas seulement, dans son esprit, d'expliquer la morphologie du Jura dont il déclare ne pas connaître la partie française et par conséquent les plateaux (3). Le problème est posé par la présence de cailloutis alpins dans la basse vallée du Doubs (forêt de Chaux, etc). E. Brückner suppose qu'ils ont dû être apportés par des fleuves originaires de Suisse par-dessus le Jura central. Il faut pour cela : 1° que le Jura ait été émergé ; 2° que toute trace du relief en ait disparu avant l'arrivée de ces fleuves. Et E. Brückner en conclut que le Jura avait passé par deux cycles d'érosion dont le premier atteignait alors la sénilité ; le second a été inauguré par un nouveau plissement auquel nous devons le relief actuel.

Pour étayer cette hypothèse, Brückner met en avant plusieurs remarques subsidiaires. Il fait grand état en particulier des plis tranchés par la surface topographique et il rattache ces surfaces au premier cycle.

Depuis l'apparition de l'ouvrage de Penck et Brückner, un fait a été mis en évidence qui diminue singulièrement l'intérêt de l'hypothèse de E. Brückner en la privant de sa principale utilité. Il a été établi, en effet, que les cailloutis de la forêt de Chaux et les cailloutis similaires avaient été apportés par le Rhin au temps où le Rhin s'écoulait par la vallée du Doubs (4).

D'autre part, certaines remarques empruntées au Jura des chaînes, où E. Brückner cherchait à retrouver la pénéplaine, ont été fortement combattues. On a fait remarquer en particulier, que les anticlinaux tranchés par des versants pouvaient fort bien s'expliquer par l'érosion actuelle (5).

(1) *Coup d'œil sur les formes et les relations orographiques que déterminent les facies du Malm dans le Jura.* **143**.

(2) A. Penck et E. Bruckner, *Die Alpen im Eiszeitalter.* 27, II, p. 474-480.

(3) *Ibid.* p. 480.

(4) V. *infra*, Troisième partie, chap. I.

(5) A. Heim. *Geologie der Schweiz*, **88**. I, p. 658.

Cependant, en ce qui concerne les plateaux, l'hypothèse de la pénéplaine subsiste, ainsi que les observations sur lesquelles elle s'appuyait.

L'étude de F. Machatschek, parue en 1905 (1), est infiniment plus poussée, et elle offre, pour une étude des plateaux, une base beaucoup plus solide.

Comme E. Brückner, F. Machatschek attire l'attention sur les surfaces d'érosion dans le Jura, crêtes rabotées et surtout surfaces des plateaux ; il reproduit, à ce propos, toute une série de coupes, exécutées surtout d'après Vézian et qui sont extrêmement suggestives. Il montre que la surface topographique recoupe dans le Nord-Ouest du Jura, c'est-à-dire dans la région des plateaux, des anticlinaux et synclinaux en plis lâches, et il conclut que cette surface est l'œuvre d'une dénudation avancée, postérieure à un premier plissement.

Mais, à la différence de E. Brückner, F. Machatschek ne croit pas qu'il y ait eu plissement, puis pénéplanation, puis nouveau plissement. Il n'admet pas, en effet, dans la région des plis les traces d'ancienne pénéplaine que Brückner avait cru y reconnaître, et, d'autre part, la date assignée à tous ces phènomènes lui paraît trop récente pour que tant d'événements aient pu trouver successivement place. Aussi déclare-t-il qu'il n'y a pas eu deux cycles, mais un seul, qu'il s'est poursuivi durant tout le plissement du Jura et se poursuit sans doute encore. Seulement, le plissement ayant commencé par le Nord-Ouest et s'étant développé très lentement dans la direction du Sud-Est, ce cycle d'érosion, aidé très largement par la corrosion, a eu le temps de transformer le Nord-Ouest en pénéplaine (d'où région des plateaux), tandis qu'il commence seulement à mordre sur la région des chaînes. Machastchek est revenu, dans un article plus récent (2), sur son hypothèse du cycle unique dans le Jura ; cette hypothèse qui s'oppose à la théorie de Brückner, s'accorde, en effet, avec la plupart des publications postérieures à sa première étude.

Nous ferons remarquer que, pour la région qui nous occupe, F. Machatschek n'admet pas, à proprement parler, l'hypothèse du cycle unique. En effet, se trouvant obligé d'expliquer la coexistence, sur les plateaux, de reliefs encore jeunes et de surfaces dénudées, il admet que les plateaux déjà dénudés ont pu subir postérieurement des dislocations, sinon des plissements, contemporains des plissements plus récents du Sud-Est. Pratiquement, sur les plateaux, tout se passe donc comme s'il y avait eu deux cycles dont le premier aurait abouti à une pénéplanation. Les mouvements récents de l'Ouest ont été à peine

(1) *Der Schweizer Jura.* **102.**

(2) F. Machatschek, *Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im Alpinen Gebirgssystem,* **104,** p. 603.

mentionnés dans l'ouvrage de F. Machatschek, visiblement préoccupé de rechercher surtout dans la région des plateaux des surfaces d'érosion. L'étude détaillée des reliefs qui en sont la conséquence, et de leur raccord avec les surfaces d'érosion fait défaut. Et F. Machatschek lui-même, dans son article de 1916, reconnaît que la question serait à reprendre en détail pour la bordure occidentale du Jura qui nous occupe.

De plus, l'hypothèse de F. Machatschek suppose que l'on passe, sur la pénéplaine proprement dite, d'une région très évoluée, au Nord-Ouest, à une région de moins en moins évoluée vers le Sud-Est. Nous n'observons rien de semblable sur les plateaux. Il y a deux familles de formes distinctes, les unes plus vieilles, les autres jeunes, mais il n'y a pas substitution progressive des unes aux autres vers le Sud-Est.

Enfin, F. Machatschek attribue à la corrosion chimique une grande importance dans la formation de la pénéplaine jurassienne et, comme il est un des premiers à le faire pour le Jura, ses vues ont une valeur véritablement originale. Mais l'état des études karstiques en 1905 ne lui à guère permis d'entrer dans le détail. Et les exemples qu'il donne d'érosion karstique sont parfois très discutables ; par exemple, les dolines se seraient attaquées aux anticlinaux jusqu'à les réduire au niveau des synclinaux (1). Nous verrons plus loin qu'il est impossible d'attribuer un tel rôle à l'érosion karstique, et les ouvrages ultérieurs de F. Machatschek lui-même semblent bien réserver à l'érosion karstique une part moins importante (2).

Quelles que soient, cependant, les objections qu'elles rencontrent, les théories d'E. Brückner et de F. Machatschek présentent à nos yeux le grand intérêt de reconnaître l'existence de surfaces d'érosion semblables à celles que nous avons observées autour d'Ornans.

Et nous retiendrons l'approbation que leur donne E. Bourgeat (3). Ce spécialiste du Jura français juge, en effet, impossible de comprendre la structure du Jura, au Nord du Poupet, sans admettre les idées de Brückner sur les pénéplaines et les deux cycles d'érosion.

Il semble que nos observations sur les plateaux s'accordent infiniment moins bien avec les idées d'Emm. de Margerie, le seul savant français qui ait présenté un tableau d'ensemble sur la morphologie du Jura.

Emm. de Margerie, qui vient de commencer, par une *Bibliographie* inestimable (4), une série de publications sur le Jura, avait résumé, en 1909, ses vues générales dans une Conférence à la Société helvétique

(1) *Der Schweizer Jura*. **102**, p. 68.
(2) *Geomorphologie*. **103**, p. 77.
(3) *Le Mont Poupet*. **16**.
(4) Cf. G. Chabot. *Une bibliographie du Jura*. **40**.

des Sciences naturelles (1). Il s'y attache surtout à faire ressortir les rapports entre la structure et la topographie et en conclut que la morphologie actuelle dépend directement des plissements du Jura sans que l'on puisse interposer une pénéplaine au milieu de ces plissements.

Nous pouvons faire remarquer cependant qu'Emm. de Margerie, dans ses critiques, avait surtout en vue la pénéplaine définie par E. Bruckner où un premier plissement aurait été complètement nivelé avant l'apparition du grand plissement. L'hypothèse d'une pénéplaine effaçant seulement le redressement des couches vers l'Ouest et quelques ondulations très lâches ne soulève pas les mêmes objections, et s'accorde parfaitement en tous cas avec la concordance du relief et des plissements.

D'autre part, Emm. de Margerie lui-même ne semble pas écarter complètement l'idée de surfaces d'érosion. Dans la « *Structure du Jura* » (2), en effet, il attire l'attention sur la « dégradation énergique du Jura lédonien », « problème non encore résolu de la morphogénie locale ». On ne voit pas bien comment répondre à ce problème sans supposer une érosion prolongée, semblable à celle qui aboutit à la pénéplaine d'Ornans.

Enfin, plus récemment, l'auteur de la *Bibliographie du Jura franco-suisse*, tout en réservant pour un deuxième volume l'exposé de ses vues personnelles, admet que « l'hypothèse des pénéplaines, appliquée pour la première fois au Jura, en 1902, par Ed. Brückner... », est « un facteur dont l'importance éventuelle ne saurait être négligée » (3).

Il ne semble donc pas que l'hypothèse de la pénéplaine des plateaux se heurte à aucune objection sérieuse. Retenons précieusement l'existence, bien démontrée autour d'Ornans, de la surface d'érosion qui s'étend à travers ces plateaux.

En étudiant les bords du plateau d'Ornans, nous pourrons examiner de façon plus précise la situation de cette surface par rapport aux plissements.

VIII. — *Les mouvements du sol ultérieurs et l'inclinaison de la pénéplaine*

Il ne semble pas cependant que les résultats de l'érosion puissent suffire à expliquer l'inclinaison vers l'Ouest de la pénéplaine de Trépot et de Vercel.

(1) *La structure du Jura*. **108**.
Nous n'avons pas à relever ici les conclusions de J.-B. Martin, dont l'ouvrage sur le Jura méridional n'étudie guère qu'une région de chaînes. Le fait qu'il n'y observe qu'un cycle ne préjuge rien au sujet des plateaux.

(2) **108**, p. 20.

(3) **110**, p. 377.

A la pente de 5 p. 1.000 que nous avons observée entre Trépot et Charbonnières (1) correspond, en effet, une pente à peu près pareille sur la surface de Vercel.

Nous avons déjà relevé sur le plateau de Vercel la pente Est-Ouest : 4,3 p. 1.000 entre Verrières-du-Gros-Bois et Vercel ; 4 p. 1.000 entre le Moulin du Pré de Vercel et la courbe de 635 mètres à l'Est de La Villedieu. Voici encore quelques chiffres obtenus sur les profils tracés d'après les levés au 1/20.000 (feuille de Vercel).

1° Au Nord-Ouest de Chevigney (d'après un profil Chevigney-Ruines de Longevaux) : différence de 23 m. = 635 — 612 sur 5 km. 500, soit une pente de 4,5 p. 1.000 mesurée entre la cote 635 à l'Ouest de Chevigney et la cote 612 à 1.700 mètres à l'Est de Verrières-du-Gros-Bois.

La croupe de Chevigney semble un monadnock par rapport à la surface de Vercel, et les points situés au Sud-Ouest de La Villedieu sont trop bas, étant déjà sous l'influence de niveaux inférieurs. D'autre part, la cote 678 portée à l'Ouest d'Adam-les-Vercel sur la carte d'État-major au 1/80.000 (édition sur laquelle a été établie la carte géologique, feuille d'Ornans), est trop forte de quelques mètres, comme on peut s'en rendre compte sur le plan directeur au 1/20.000.

2° A l'Ouest de Vercel, d'après un profil par Adam-lès-Vercel et les ruines de la Grange-du-Faux, différence de 11 m. = 625 — 614 sur 2 kilomètres, soit une pente de 5,5 p. 1.000, mesurée entre la cote 625 dans le bois du Chanois, à l'Ouest de Vercel (les cotes à l'Ouest de celle-ci, et légèrement inférieures sont à écarter comme dues à des bassins fermés) et la cote 614 à l'Ouest de La Villedieu.

Sur le même profil, en partant de la cote 640 au Nord-Ouest d'Adam-lès-Vercel, on obtiendrait une pente légèrement supérieure : 26 m. = 640 — 614 pour 4 kilomètres, soit 6,5 p. 1.000.

3° A l'Ouest de Vercel, d'après le profil de Gonsans à Longechaux, différence de 25 m. = 641 — 616 sur 4 kilomètres, soit 6,2 p. 1.000, mesurée entre 641,5 à un kilomètre ouest de Vercel et 616 au Sud de la Bouloye.

4° Au Nord de Vercel, d'après le profil de l'église de Belmont au carrefour de Niellans (Est de Longechaux), différence de 20 m. = 650 — 630 sur 4 km. 300, soit une pente de 4,6 p. 1.000, mesurée entre le bois des Anglars à 650 mètres et le mamelon à 630 mètres à l'Ouest de Belmont.

(1) Cette pente n'est sans doute pas tout à fait régulière ; on pourrait y reconnaître des paliers ; à une première surface, presque horizontale, à 540 mètres autour de Trépot succède un palier à 560 mètres qui reste, lui aussi, sensiblement horizontal sur une assez longue distance ; mais il faut tenir compte des aplatissements légers dus à une érosion postérieure, et du décrochement en rideaux que prennent les pentes sous l'influence karstique. En tous cas l'existence même de ces paliers rend difficile la fixation d'un chiffre de pente rigoureusement exact.

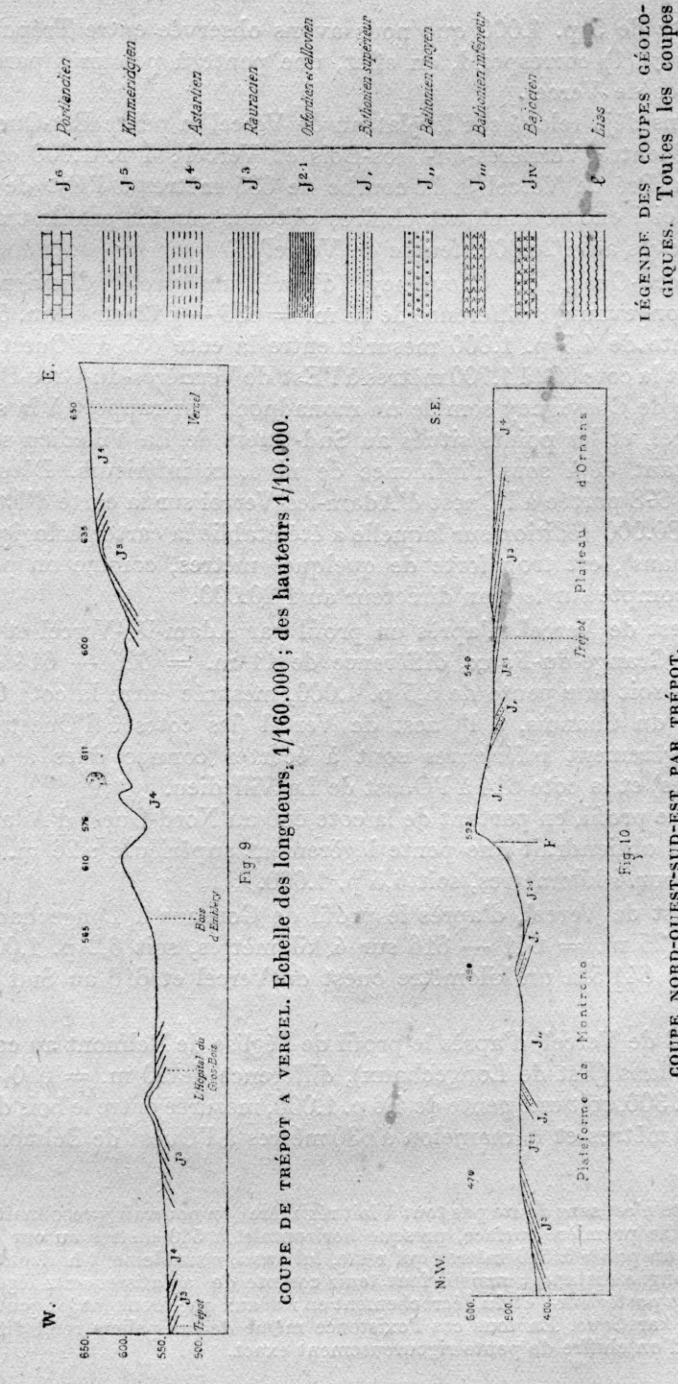


Fig. 9

COUPE DE TRÉPOT A VERCEL. Echelle des longueurs, 1/160.000 ; des hauteurs 1/10.000.

Fig. 10

COUPE NORD-OUEST-SUD-EST PAR TRÉPOT. Echelle des longueurs, 1/40.000 ; des hauteurs, 1/20.000.

LÉGENDE DES COUPES GÉOLOGIQUES. Toutes les coupes ont été établies d'après la carte géologique détaillée au 1/80.000.

On obtiendrait un résultat analogue, 5 p. 1.000, en prenant 640 au Sud-Ouest d'Epenouse (au Sud du bois « Sur les Cotards ») et la même cote 650 que plus haut (1).

Cette pente, qui n'est peut-être pas absolument uniforme, mais qui, surtout, ne peut être calculée que de façon approximative, varie donc autour de 5 p. 1.000 comme celle de la surface de Trépot (2).

Sans doute, cette pente est bien dirigée dans le sens même dans lequel devait autrefois se faire le drainage, et on est tenté de l'expliquer par le mécanisme normal de l'érosion subaérienne. Mais, d'une part, elle semble un peu forte pour correspondre à une surface aussi développée en roches relativement dures (3). D'autre part, à une pente de 5 p. 1.000 dirigée dans le sens du drainage, devrait correspondre une pente transversale beaucoup plus forte, d'après une des lois fondamentales de la morphologie. Or, on n'observe guère dans le sens Nord-Sud qu'une pente de 3,5 p. 1.000 (4).

Nous sommes ainsi amenés à supposer qu'une influence extérieure est venue s'exercer sur le modelé tel qu'il résultait de l'érosion. Et comme le caractère sensiblement plan des surfaces n'est pas altéré, comme l'inclinaison garde la même valeur à l'Est, autour de Vercel, et à l'Ouest, autour de Trépot, il ne peut s'agir que d'un mouvement général de bascule.

La pénéplaine d'Ornans présente donc, en résumé, une surface d'érosion complexe qui, façonnée au cours de deux cycles successifs, a été ensuite légèrement soulevée vers l'Est par un vaste mouvement d'ensemble.

Après avoir étudié ces caractères au centre du plateau, nous devons rechercher : 1° comment ces caractères se conservent sur les bords du plateau et jusqu'où s'étend la pénéplaine ; 2° si nous ne pouvons pas retrouver les mêmes caractères sur des plateaux voisins qui se rattacheraient, eux aussi, à l'ancienne pénéplaine.

(1) Pour l'établissement de ces pentes, nous avons choisi à l'Est, là où la surface est largement représentée, des cotes qui correspondent à une surface aussi étendue que possible ; à l'Ouest où la surface n'est plus représentée que par des témoins, nous choisissons les plus élevés de ces témoins comme ayant le moins de chances d'avoir été atteints par l'érosion des cycles ultérieurs.

(2) E. Bruckner (*Die Alpen*. 27, II, p. 478) donne pour les plateaux du Jura une pente vers l'Ouest de 11 à 13 p. 1.000 ; mais, en prenant la pente totale, il y incorpore des raccords d'érosion que nous avons essayé d'éliminer. Nous obtenons des chiffres analogues aux siens entre Vercel et Verrières-du-Gros-Bois, entre Etalans et l'Hôpital-du-Gros-Bois, si nous ne distinguons pas une surface inférieure et une surface supérieure.

(3) E. Bruckner (*Ibid*., p. 478) admet que la pente d'une surface d'érosion n'est jamais supérieure à 3 ou 4 p. 1.000. On doit donc rester en dessous de ce chiffre s'il s'agit de la pente vers le niveau de base, ou si la surface témoigne d'une érosion prolongée.

(4) Mesurée entre Vercel et Chevigney.

CHAPITRE II

L'OUEST DU PLATEAU D'ORNANS

I. — *Le bourrelet du Mont Bon*

La surface de Trépot, qui constitue l'Ouest du plateau d'Ornans, donne, entre Charbonnières, L'Hôpital du Gros Bois et Trépot, un plateau d'allure très régulière, à peu près horizontal ; mais à peine a-t-on dépassé Trépot vers l'Ouest que se dressent les hauteurs du Mont Bon, jusqu'à une altitude relative de 100 à 150 mètres.

Ces hauteurs se poursuivent vers le Sud et vers le Nord, dessinant une chaîne orientée, dans l'ensemble, du Sud-Ouest au Nord-Est, et dont la largeur ne dépasse jamais deux kilomètres. Au Nord de Trépot, c'est l'arc, à courbure si nette, qui domine Mamirolle, et atteint une altitude de 658 mètres au Mont Bon. Puis, au Nord de l'Hôpital du Gros Bois, la chaîne se continue, rectiligne ; elle est assez élevée d'abord à la Côte d'Auroz (altitude maxima : 714 mètres) et au Signal de Naisey (700 m.) ; elle s'abaisse ensuite parmi les mamelons qui entourent Gonsans (le Grand Peu à 636 mètres, le Petit Peu à 621 mètres) et, en certains points, même, elle se rapproche de l'altitude de la surface de Vercel en cette région (Bois d'Onchaux 601 mètres, Bois de la Morte Terre, 603 mètres).

Au Sud de Trépot, la chaîne semble s'évanouir, mais on la retrouve trois kilomètres plus au Sud, vers Tarcenay, et elle se prolonge ensuite par des hauteurs plus faibles que celles du Nord : Bois de la Charmotte, à l'Est de Villers-sous-Montrond, 625 mètres ; Bois du Mont, 600 mètres ; Bois de la Gratte, 605 mètres ; Vierge de Malbrans, 600 mètres ; Bois du Séchin au Sud d'Alaise, 573 mètres ; Forêt de Fertans, 625 mètres. Enfin, après avoir été coupée par la Loue et le Lison, elle va se fondre, dans la masse montagneuse du Poupet, avec les bourrelets qui longent la Bresse.

Toute la partie occidentale du plateau d'Ornans se trouve ainsi bordée par cette ligne de hauteurs.



Fig. 11

LE PLATEAU D'ORNANS A CLÉRON (EN AVAL D'ORNANS).

Il y a là un relief très différent de ceux que nous avons rencontrés sur le plateau d'Ornans, entre Ornans et le Valdahon, par exemple. Ce n'est pas une pente, plus ou moins accentuée, séparant deux plateaux ; c'est un véritable bourrelet, qui constitue un des accidents les plus nets du Jura. Son importance apparaît aussi bien des hauteurs qui dominent Besançon que du plateau d'Ornans. Malgré quelques bancs rocheux, le profil est, en général, assez lourd, sous la couverture des forêts, et le raccord avec le plateau voisin se fait en pente douce.

Les hauteurs qui forment cette chaîne portent des noms différents (Mont Bon, Forêt du Gros Bois, Côte d'Auroz, etc.) ; nous l'appellerons la Chaîne du Mont Bon, du nom qui désigne sa portion centrale, près de l'Hôpital du Gros Bois. Et nous étudierons d'autant plus en détail les problèmes qu'elle pose, que nous sommes appelés à retrouver plus loin les mêmes problèmes, par exemple dans la Montagne de Fresse, entre Nozeroy et Champagnole.

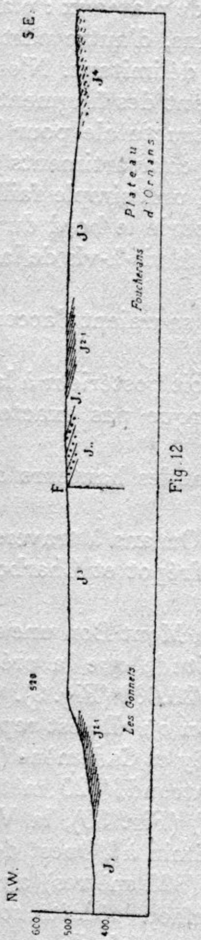
II. — *Un monadnock structural*

En certains points, la pente des couches, retombant de part et d'autre, révèle une structure anticlinale ; mais les hauteurs les plus marquées correspondent à un anticlinal interrompu à l'Ouest par une faille que l'on peut suivre, du Nord au Sud, sur plus de trente kilomètres (1). Cette faille, que les géologues désignent sous le nom de faille de Mamirolle, part d'Aissey et Gonsans pour se continuer, avec quelques interruptions, par Mamirolle et Le Grateris jusqu'au Poupet. Elle n'est cependant qu'un accident au milieu des hauteurs du Mont Bon, dont elle suit exactement le tracé ; elle ne limite pas ces hauteurs, qui se continuent à l'Ouest de la faille ; elle accentue seulement la pente du versant Ouest, donnant ainsi très nettement à la chaîne une allure dissymétrique. Nous nous trouvons en présence d'un pli-faille, l'anticlinal se résolvant à l'Ouest par une cassure, comme il arrive si souvent dans le Jura (2). En certains points, cependant, la faille détermine la plus grande partie du relief ; c'est ainsi que les hauteurs à l'Ouest de Trépot s'expliquent par un simple relèvement dont la charnière serait au pied de la pente orientale (v. fig. 10).

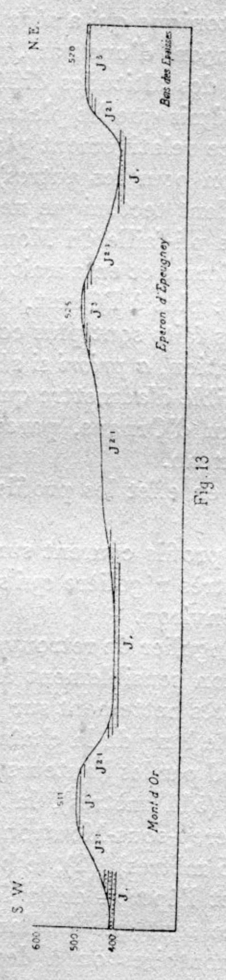
Le relief et la structure coïncident donc très exactement sur toute la longueur de la chaîne ; et cela fait contraste avec les plateaux voisins que dominent les premières pentes et qui ne sont qu'une surface d'éro-

(1) Cf. Fournier. *Nouvelles études tectoniques.* **63** et *Carte géologique détaillée au* 1/80.000. Feuille de Besançon.

(2) Cf. A. Heim. *Geologie der Schweiz.* **88**, I p. 581.



COUPE NORD-OUEST-SUD-EST PASSANT AU NORD DE FOUCHERANS.
Echelle des longueurs, 1/60.000 ; des hauteurs, 1/30.000.



COUPE SUD-OUEST-NORD-EST PAR LE MONT D'OR PRÈS DE RUREY.
Echelle des longueurs, 1/60.000 ; des hauteurs, 1/30.000.

sion. Aussi l'idée se présente-t-elle qu'il s'agit d'accidents postérieurs à la formation de ces plateaux ; si le relief est ici plus marqué, tranchant sur la surface sénile, ce serait la suite d'accidents tectoniques plus récents.

On peut même se demander si nous n'avons pas simplement affaire à l'accident tectonique qui a séparé deux séries de plateaux : plateau en arrière de Besançon, d'une part, plateau d'Ornans, d'autre part, et qui les a portées à des altitudes différentes en les délimitant. N'est-il pas généralement admis que les plateaux du Jura sont des fragments d'une ancienne surface relativement plane (surface structurale pour les uns, surface d'érosion pour les autres) découpée en compartiments par des failles ? L'accident tectonique ne serait pas ici une simple faille, mais un pli-faille. Le pli-faille du Mont Bon aurait ourlé le bord du plateau d'Ornans déjà formé et en aurait marqué la limite vis-à-vis de la surface inférieure située plus à l'Ouest.

En réalité, les faits sont plus complexes et ne sauraient s'accommoder de cette explication, *a priori* si séduisante.

Il est impossible d'admettre que le pli-faille soit postérieur à la formation du plateau d'Ornans, parce qu'il ne marque pas exactement le bord de ce plateau.

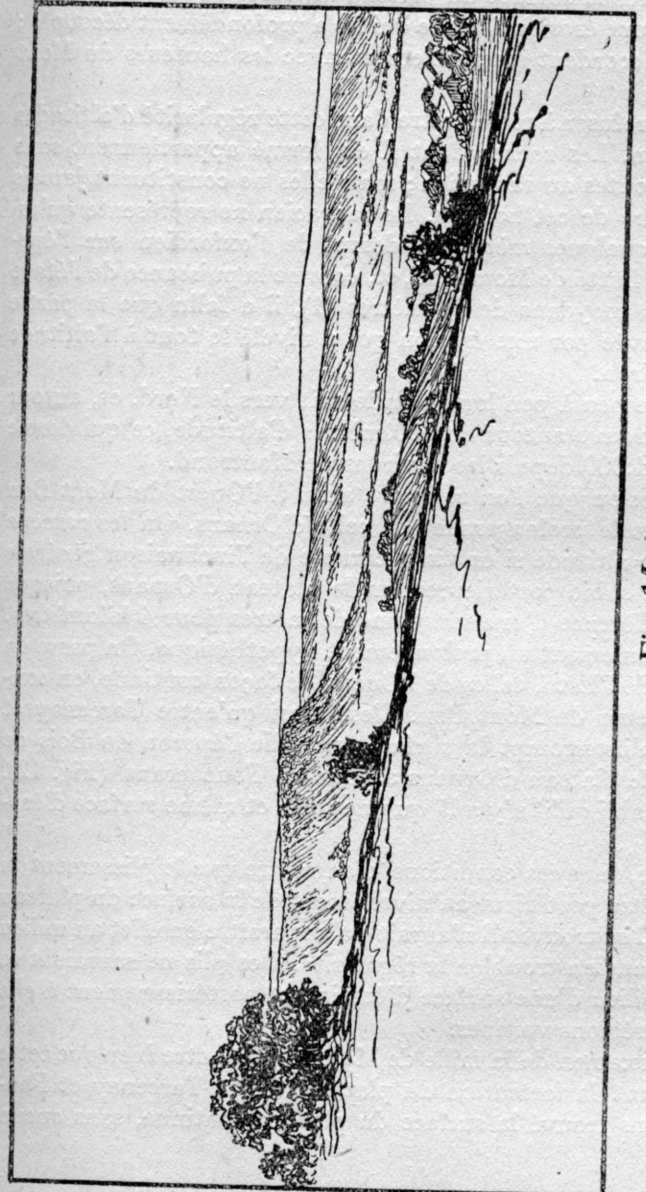
Considérons en effet les profils qui traversent les hauteurs du Mont Bon.

A l'Est, ces profils courent sur le plateau d'Ornans à travers la surface d'érosion très régulière qui s'étend entre Trépot et Charbonnières, à 540 mètres environ.

Il est plus singulier de retrouver à l'Ouest du Mont Bon une nouvelle surface d'érosion sensiblement à la même altitude que la précédente. On l'aperçoit très nettement sur les levés au 1/20.000 (Fig. 9). On peut la suivre tout le long de la chaîne du Mont Bon où elle est représentée du Sud au Nord par les hauteurs entre Epeugney et Cademène (525 m.), le Mont d'Or (511 mètres), la butte de Montrond (520 mètres) (1), l'éperon de Merey-sous-Montrond (522 mètres) (Fig. 30), la Vierge de Charmont (515 mètres) (2), le bois de St-Maximin à l'Ouest de Trépot (525 mètres) et l'éperon de la ferme St-Paul (520 mètres) au Sud du Grateris. Ce ne sont que des lambeaux de surface, réduits souvent à d'étroits promontoires ou à des buttes-témoins. Mais ils apparaissent très nettement des pentes qui dominent Mamirolle, grâce à la courbure des hauteurs du Mont Bon ; ils se présentent sous forme de croupes suc-

(1) Le chiffre de 532 mètres porté sur la carte d'État-major au 1/80.000 est trop élevé, comme le montrent les levés au 1/20.000 où la butte de Montrond n'atteint pas la courbe de 525 mètres.

(2) La forme pointue de ce sommet marneux, où n'apparaît plus aucun lambeau de surface plane, indique évidemment qu'il a été ramené par l'érosion au-dessous de son altitude primitive.



L'EXTRÉMITÉ OUEST DE LA PÉNÉPLAINE D'ORNANS, A VILLERS-SOUS-MONTROND.

L'éperon de Mérey-sous-Montrond (à gauche), à 520 mètres d'altitude, dernier fragment de la pénéplaine, domine la surface de Montrond (460 mètres environ) où est situé (à droite) le village de Villers-sous-Montrond.

La surface de Montrond est mal nivelée et monte vers la ligne des hauteurs du Grand-Bois, dont les points les plus élevés atteignent 496 mètres; la croupe est visible sur toute la partie droite du dessin (V. Deuxième partie, chap. I). A l'horizon, la chaîne bisontine.

cessives séparées par des vallées (Fig. 13) ; à l'Ouest, ils dominent d'une soixantaine de mètres la surface du plateau inférieur et les pentes semblent sculptées par une érosion récente qui les a profondément découpés ; vers l'Est, ils se raccordent insensiblement avec les hauteurs du Mont Bon (Fig. 14).

On ne saurait se refuser à reconnaître dans cette régularité d'altitudes un niveau d'érosion. Les roches dont il est formé appartiennent sans doute à peu près toutes au rauracien ; mais elles ne constituent jamais la surface supérieure de cet horizon. Le rauracien ne représente qu'un mince placage de quelques mètres au-dessus de l'oxfordien sur l'éperon de Mérey ou la butte de Montrond, et, comme la puissance de l'étage rauracien est ici en moyenne de 50 mètres (1), il a fallu que la partie supérieure fût enlevée par une érosion qui a nivelé le tout à l'altitude de 520 mètres environ.

Ce niveau s'élève peu à peu lorsqu'on le suit vers le Nord, et, autour de Gonsans, il se trouve autour de 560 mètres d'altitude, ce qui donne une pente de 2 p. 1.000 depuis les environs de Montrond.

La surface d'érosion que l'on retrouve ainsi à l'Ouest du Mont Bon ne saurait être que le prolongement de celle d'Ornans. On les ramène en effet à la même altitude si on tient compte de l'inclinaison générale de 5 p. 1.000 qu'a subie postérieurement le plateau d'Ornans, puisque cela donne une différence d'une vingtaine de mètres pour 4 kilomètres.

Il n'y a pas là seulement un prolongement hypothétique. On passe en effet des surfaces de l'Est à celles de l'Ouest, de façon continue, en contournant les hauteurs du Mont Bon. C'est ainsi qu'entre Tarcenay et Foucherans rien n'interrompt la surface qui relie l'éperon du Bois de St-Maximin avec le plateau d'Ornans au Sud de Foucherans (Fig. 12). Il est donc bien établi qu'il n'y a là qu'une seule et même surface d'érosion (2).

Il est impossible, dans ces conditions, d'admettre que le plissement du Mont Bon puisse être postérieur au nivellement de la surface du plateau au milieu duquel il se trouve. Il n'aurait pu apparaître en effet au milieu de cette surface sans en troubler la régularité. Des plis ne sauraient se former ainsi au milieu d'une surface d'érosion et postérieurement à elle sans déranger les régions voisines.

D'autre part, l'examen de la faille de Mamirolle montre bien que cette faille existait avant la formation du plateau. Entre Tarcenay et Foucherans nous avons trouvé la surface du plateau continue, sans aucun

(1) Notice de la *Carte géologique détaillée au* 1/80.000. Feuille de Besançon.

(2) Plus au Nord, vers Magny-Chatelard, on observe également que si l'on prolonge à l'Ouest la surface de Vercel, on rejoint la cote 597 au Sud de Gonsans, au delà des hauteurs qui prolongent le Mont Bon.

obstacle, et cependant la faille s'y poursuit, tout en ayant un faible rejet. Il n'y a pas seulement une ligne de faille qui aurait reculé devant l'érosion ; la faille est entièrement nivelée.

Qu'il s'agisse donc de l'anticlinal du Mont Bon ou de la faille qui y est incluse, ces accidents tectoniques ne sauraient être postérieurs à la formation du plateau d'Ornans.

La preuve nous paraît décisive que nous avons affaire à un relief résiduel, à un monadnock, mais nous sommes obligés d'expliquer comment ce relief résiduel coïncide de si étrange façon avec la structure.

Cela ne saurait être le cas d'un simple monadnock de position où le relief est dû uniquement à l'éloignement des cours d'eau et à une activité moins grande de l'érosion. Le monadnock forme, en pareil cas, un bloc isolé au milieu de la surface d'érosion qui l'entoure ; mais le tracé de son contour doit être, par définition, dessiné par l'érosion. Or, il n'y a rien de tel dans le contour des hauteurs du Mont Bon où le tracé sinueux de l'anticlinal est reproduit par les lignes du relief et où le raccord vers le plateau suit une pente régulière et continue. Le contraste est frappant entre ce contour et le contact d'érosion typique que présente, tout près de là, le bord du plateau de 520 mètres au-dessus de Villers-sous-Montrond, avec ses avancées et ses reculs, ses promontoires étroits, l'ensellement des pédoncules, et les buttes-témoins prolongeant les altitudes voisines. Le deuxième tracé est, sans doute, plus récent ; mais il aura beau s'émousser, il ne ressemblera jamais au pied des hauteurs du Mont Bon. D'ailleurs, la Loue est assez proche (7 ou 8 kilomètres) et il n'y a aucune raison pour que s'établisse ici un monadnock de position.

L'explication la plus simple d'un monadnock conforme à la structure, c'est la dureté plus grande des roches soulevées par cette structure. Et il semble bien que ce soit notre cas. Le bourrelet anticlinal du Mont Bon est formé le plus souvent de bathonien moyen, c'est-à-dire de calcaires blancs très compacts, constituant une assise d'une centaine de mètres (1). Quand le relief s'annule, comme dans la région de Tarcenay et Foucherans, c'est que les calcaires du bathonien moyen apparaissent à peine et que, presque seuls, affleurent les terrains supérieurs, à peu près complètement nivelés. Enfin ce bourrelet n'est nullement entaillé par les ravins aboutissant au plateau voisin : il oppose donc bien à l'érosion une résistance plus grande que les roches voisines.

Lorsque le bathonien moyen n'affleure pas sur les hauteurs, comme c'est le cas pour le Signal de la Brosse à l'Est de Villers-sous-Montrond, les sommets sont généralement faits de calcaires rauraciens, assez durs, eux aussi.

(1) *Carte géologique détaillée au* 1/80.000. Feuille de Besançon (2e édit.).

Le soulèvement du Mont Bon a donc amené à la surface des roches plus résistantes qui ont conservé leur relief au milieu du plateau nivelé. Nous aurions affaire à un monadnock typique.

III. — *Caractère karstique de ces monadnocks structuraux*

Mais si cette explication peut être tenue pour vraie dans son ensemble, elle ne saurait suffire.

Les calcaires du bathonien moyen qui forment la ligne des hauteurs près de Mamirolle et de L'Hôpital du Gros Bois se retrouvent plus à l'Ouest à des altitudes très inférieures et n'y offrent pas une résistance spéciale à l'érosion. De même les calcaires rauraciens forment tantôt la crête (Signal de la Brosse) et tantôt le bas de la pente du côté Ouest (Mamirolle) ou du côté Est (L'Hôpital du Gros Bois). Les contrastes dans la dureté des calcaires ne suffisent donc pas à expliquer que les roches de l'anticlinal aient mieux résisté à l'érosion que les plateaux voisins.

L'hypothèse d'une couverture sédimentaire qui aurait provisoirement protégé le relief ne saurait être invoquée ici. La présence temporaire d'une masse de dépôts, mollasse par exemple, pourrait seulement expliquer, en effet, la conservation des surfaces d'érosion et des reliefs structuraux, protégés ainsi contre les destructions ultérieures ; elle ne saurait expliquer les rapports du plateau d'Ornans avec les hauteurs du Mont Bon.

On ne peut comprendre, en réalité, ces monadnocks structuraux qu'en faisant appel aux lois spéciales de l'évolution en pays karstique. On n'en trouve d'exemples, en effet, que parmi les roches calcaires.

En particulier, dans l'Herzégovine, A. Penck a remarqué de telles formes (1), et se servant d'un terme local, il leur a donné le nom de « Mosors ».

Il s'agit de reliefs qui, surgissant au milieu de surfaces de dénudation, ne peuvent pas être postérieures à ces surfaces ; la pente extrêmement douce qui les raccorde à elles, sans rupture nette, semble bien indiquer en effet que les unes et les autres ont été modelées par une même érosion. Comme il n'y a, d'autre part, aucune différence dans la résistance des roches, on ne se trouve pas en face de véritables monadnocks. A. Penck pense que ces reliefs sont les restes des montagnes qui s'étaient formées autrefois, et il le prouve par l'étude, à vrai dire assez subtile, de certaines formes de détail. La dénudation n'a pas été complète, et,

(1) *Geomorphologische Studien aus der Herzegowina.* **142**, p. 37 ; cf. aussi F. Mahactschek, *Geomorphologie.* **103**, p. 53.

au milieu de surfaces d'érosion, subsistent d'anciennes montagnes qui n'ont pas encore été nivelées.

Les hauteurs du Mont Bon se distinguent des « Mosors » parce que leurs pentes plongent plus brusquement sur la surface d'érosion ; mais c'est bien le même caractère essentiel de monadnocks structuraux qui permet de les définir les uns et les autres.

Dans la même région des Alpes dinariques, J. Cvijic (1) a observé des formes analogues qu'il reconnaît difficiles à expliquer et on pourrait aussi les rapprocher de celles que nous avons décrites sur le plateau d'Ornans.

Des hauteurs se dressent, souvent de quelques centaines de mètres, au-dessus de surfaces d'érosion horizontales ; au pied de ces hauteurs, on remarque fréquemment que la surface recoupe des couches de terrain affectées par des mouvements du sol. De plus, le contour de ces hauteurs n'est pas toujours rectiligne ; il présente par endroits des rentrants et des saillants que l'on peut interpréter comme des formes d'érosion.

J. Cvijic attribue ces formes à un double mouvement de plissements, le premier ayant causé les dislocations aujourd'hui rabotées, le deuxième ayant donné les hauteurs actuelles. Mais il reste qu'il faut supposer le deuxième plissement calqué sur le premier ; et, d'autre part, cette ligne d'érosion au pied des hauteurs contraste avec la parfaite conservation de ces mêmes hauteurs.

Ces conditions nous font écarter l'explication pour les hauteurs du Mont Bon ; mais nous ne pouvons pas manquer de relever l'analogie avec les formes que nous avons décrites.

Comme il s'agit dans tous ces cas de pays calcaires, la similitude des formes doit sans doute s'expliquer, en une certaine mesure au moins, par la similitude des roches.

Il suffit de faire appel aux mieux connus parmi les caractères morphologiques des calcaires. La conservation des formes superficielles en pays calcaires est communément admise, en effet, depuis les travaux des trente dernières années ; elle nous aide à comprendre la présence de monadnocks structuraux.

Par le fait même qu'un bloc calcaire se trouve soulevé au-dessus des roches voisines, il résiste mieux à l'érosion que ces roches, fussent-elles calcaires, elles aussi. Les eaux s'y infiltrent immédiatement et l'érosion mécanique est à peu près nulle. Du moins cela reste vrai tant que les fissures ne sont pas suffisamment élargies. La circulation souterraine n'a alors aucune influence sur le modelé extérieur. Pendant ce temps, les roches voisines, plus proches par leur altitude du niveau de base

(1) J. Cvijic. *Bildung und Dislozierung der Dinarischen Rumpffläche.* 42, p. 122.

local, sont attaquées plus facilement par l'érosion mécanique et s'aplanissent peu à peu. Une structure karstique soulevée jouit donc d'une certaine immunité qui prolonge pour elle le stade de la première jeunesse.

C'est ce que nous observons pour le Mont Bon. Les calcaires du bathonien moyen sont précisément ceux qui offrent les grottes et les gouffres les plus importants de la région (1) ; et ils sont parfois criblés de dolines (2). Il faut ajouter qu'il s'agit souvent de calcaires fortement relevés (c'est le cas pour les couches rauraciennes qui forment le Signal de la Brosse) et cette disposition facilite encore l'infiltration des eaux dans le sous-sol.

Enfin, dans les hauteurs du Mont Bon, au Nord tout au moins, la couche marneuse oxfordienne qui forme le niveau de base karstique des plateaux voisins a disparu ; elle a été déblayée des hautes altitudes où elle avait été portée. Ces sommets se trouvent ainsi à 200 mètres environ au-dessus de la couche imperméable constituée par les marnes liasiques, tandis que les plateaux voisins sont à moins de 100 mètres au-dessus des marnes oxfordiennes. La résistance des hauteurs du Mont Bon en sera naturellement accrue.

Les caractères karstiques vont donc contribuer à expliquer ces monadnocks structuraux qui apparaissent sur la pénéplaine d'Ornans. Il y a là un cas particulier de la conservation des formes en pays calcaires.

IV. — *Concomitance possible du plissement et de l'érosion*

Dans tout ce qui précède, nous avons supposé que le plissement était antérieur à la formation de la pénéplaine et que les hauteurs avaient résisté à l'érosion pendant toute la formation de cette pénéplaine.

On peut se demander si ce relief anticlinal ne s'est pas précisément soulevé en même temps que s'élaborait la pénéplaine (3). Il serait d'autant plus facile d'expliquer comment, survenu plus tard, il a mieux résisté à l'érosion que les régions voisines. On peut fort bien supposer, en effet, que le soulèvement de ces hauteurs ait eu lieu pendant que l'érosion continuait à aplanir les surfaces autour d'elles. A mesure que la chaîne se soulève, l'érosion tend à la niveler : le relief dépend alors du rapport entre la vitesse de l'érosion et la vitesse du plissement. Si la première est égale ou supérieure à la deuxième, le résultat doit être une pénéplaine et le relief n'apparaîtra jamais, nivelé avant d'avoir

(1) *Carte géologique détaillée au* 1/80.000. Feuille de Besançon. (2e édit.). *Notice.*
(2) V. Fig. 74.
(3) Cf. W. Penck, *Die morphologische Analyse.* 135.

existé. Si, au contraire, l'érosion va moins vite que le soulèvement, le relief surgira peu à peu. On comprend d'ailleurs que dans cette dernière hypothèse le nombre des cas possibles soit infini. On peut supposer, en particulier, que l'érosion n'est pas assez active pour s'attaquer à la chaîne et la démolir, mais qu'elle peut cependant suffire à aplanir les surfaces voisines, à mesure que le plissement en trouble la rgéularité. Impuissante à effacer le soulèvement, elle serait cependant capable d'en effacer le contre-coup.

On pourrait avoir, dans cette dernière hypothèse, des reliefs calqués sur la structure et dressés au milieu d'une surface d'érosion bien conservée, tout à fait semblables aux hauteurs du Mont Bon. Nous devons nous arrêter à discuter cette hypothèse qui semble d'accord avec la plupart des idées reçues sur l'histoire du Jura, et qui expliquerait bien les formes de détail examinées.

Elle suppose, en effet, que le soulèvement s'est fait de manière extraordinairement lente, pour que l'érosion puisse entrer en lutte et remporter un succès partiel. Mais cette lenteur dans la formation des montagnes est aujourd'hui communément admise ; si les bouleversements catastrophiques restent possibles, on tend de plus en plus à en réduire l'importance (1). Il semble donc que, non seulement dans les régions de plis serrés et de charriages, mais aussi dans les régions de plis lâches, les cartes structurales n'expriment aucune réalité paléogéographique ; et le Jura, lui-même, n'a peut-être, à aucun moment de son existence, donné une idée exacte de ce qu'il aurait été si l'érosion ne l'avait pas grignoté à mesure qu'il s'élevait. On est déjà arrivé à plusieurs reprises à cette conclusion que le plissement lent et l'érosion y avaient été simultanés.

Nous avons déjà vu que, pour Machatschek, le plissement et l'érosion se seraient poursuivis de façon concomitante pendant tout le pliocène. Le plissement aurait commencé au Nord-Ouest, aussitôt attaqué par l'érosion et aurait gagné peu à peu le Sud-Est, si bien que l'érosion aurait déjà eu le temps de transformer le Nord-Ouest en pénéplaine et n'aurait encore que peu mordu sur le Sud-Est. En réalité, cette conception implique bien que, dans l'ensemble, l'érosion agit en même temps que le plissement se poursuit ; il se pourrait cependant que chaque pli surgît assez rapidement, l'érosion s'exerçant longuement entre les appa-

(1) Certains géologues pensent avoir démontré que des pays comme l'Albanie sont actuellement en train de se plisser, avec enfoncement des synclinaux à raison d'environ 3 mètres par millénaire (J. Bourcart, *Sur des mouvements récents en Albanie occidentale.* 9). Les expériences de Ch. Gorceix concluent dans le même sens. Cette formation s'effectue, dit-il, « avec une lenteur extrême, d'une façon générale, ce qui n'exclut pas quelques soubresauts... et concurremment avec l'érosion par les agents extérieurs. » (*Expériences de laboratoire sur la formation des montagnes.* 83, p. 78).

ritions de deux plis successifs. L'érosion attaquerait donc des reliefs déjà constitués, et les formes de détail ne sauraient, dans ce cas, être expliquées par la simultanéité du plissement et de l'érosion.

J.-B. Martin a proposé, de même, pour certains plis du Jura méridional, une explication basée sur la lenteur du plissement (1). Il s'agissait surtout, pour lui, d'expliquer les voûtes rabotées que présentent presque tous les anticlinaux du Jura méridional, et dont E. Brückner faisait des fragments de pénéplaines. J.-B. Martin pense que ces anticlinaux ont dû s'élever lentement au-dessus de la mer miocène et qu'au cours d'arrêts momentanés dans la surrection, l'érosion put aplanir les sommets en prenant cette mer comme niveau de base. C'est ainsi que se seraient formées les croupes des sommets du Bugey, au cycle Planachat-Corent. Voilà bien une première explication de formes de détail par la simultanéité de l'érosion et du plissement. Nous ne voyons pas d'ailleurs pourquoi il est nécessaire de supposer des temps d'arrêt dans le plissement afin que l'érosion ait le temps de s'exercer ; l'érosion devait agir à mesure que le plissement se poursuivait. D'autre part, il ne nous semble pas non plus indispensable qu'une mer ait baigné ces anticlinaux naissants, comme des îles. Une pénéplaine peut, à condition que le plissement soit assez lent, aboutir à des résultats semblables. Et, en fait, la mer miocène ne se rencontre de façon certaine que dans le Jura méridional et oriental ; nous ne saurions donc y faire appel pour expliquer les formes du Jura central.

Nous trouvons une théorie tout à fait semblable à celle que nous avons proposée dans les études de A. Buxtorf sur le Jura (2). A. Buxtorf montre, en particulier, l'évolution du Graitery et de la Montagne de Granges qui soulevèrent peu à peu leur couverture mollassique à la suite de bouleversements internes assez complexes. Mais rien de cette complexité même n'apparaît à la surface où deux bosses forment simplement une saillie de plus en plus marquée. Et surtout la bosse ne commence à apparaître que lorsqu'elle amène à la surface des terrains durs. Tant qu'elle se contente de soulever la mollasse au-dessus du plateau, cette mollasse est déblayée au fur et à mesure du soulèvement. L'érosion réussit donc à rester victorieuse en face des terrains tendres ; mais quand le soulèvement s'accentue et que les calcaires percent à la surface, ils sont attaqués, eux aussi, et partiellement déblayés ; l'érosion ne réussit pas cependant à les faire complètement disparaître, et l'anti-

(1) J.-B. Martin, *Le Jura méridional.* **116**, p. 209.

(2) A. Buxtorf. *Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung des letztern für die Geologie des Juragebirges.* **28**.
Quelques-unes des coupes sont reproduites par Emm. de Margerie, *Bibliographie.* **110**, p. 293.

clinal commence à se traduire dans le relief. On peut supposer, par analogie, que, sur la pénéplaine vive, l'érosion est vaincue là où le soulèvement anticlinal atteint son maximum, et reste victorieuse partout ailleurs. Il faut cependant remarquer que, pour l'exemple précédent, le relief n'est visible que dans la mesure où il fait surgir des roches dures au milieu de terrains tendres.

Enfin, nous citerons encore l'opinion d'Albert Heim pour qui le plissement du Jura a dû avoir lieu pendant toute la durée du pontien et du pliocène, *concurremment avec l'érosion.* Au début, le soulèvement devait l'emporter ; l'érosion fut sans doute ensuite prépondérante dans l'ensemble ; mais, selon les périodes, tantôt l'une, tantôt l'autre, devait prendre l'avantage (1).

Nous retiendrons de ces diverses théories que l'hypothèse de la simultanéité du plissement et de l'érosion s'accorde parfaitement avec les idées reçues pour la formation du Jura. Et il est fort possible que des hauteurs comme le Mont Bon soient apparues au milieu d'une pénéplaine déjà très évoluée.

Mais, en réalité, cela ne suffit pas à expliquer qu'elles soient bien conservées au milieu des plateaux voisins. A mesure qu'elles apparaissaient, elles auraient dû être attaquées, elles aussi, et tout au moins ravinées par l'érosion qui sculptait les plateaux voisins. Or, nous avons vu que les pentes du Mont Bon ne portent nulle part la trace de pareils ravinements.

Les hauteurs devaient d'autant plus être disséquées que l'aplanissement complet de la région voisine dut prendre très longtemps. L'érosion travaille de plus en plus lentement à mesure que la pénéplaine est plus nivelée, et, pendant que s'effaçaient autour du Mont Bon les traces du soulèvement, le Mont Bon lui-même aurait dû être profondément déchiqueté (2).

Si cela n'a pas eu lieu, c'est que ces hauteurs offraient à l'érosion une résistance particulière. Nous sommes ainsi ramenés à évoquer la dureté des roches, la résistance karstique dont nous avons précédemment fait état. Tous ces reliefs ne sauraient donc s'expliquer autrement que s'ils étaient de simples monadnocks dus à une structure antérieure. Les formes et les problèmes sont les mêmes.

Dans ces conditions, il est fort possible que le plissement ait été contemporain de l'élaboration de la pénéplaine, mais nous n'en pouvons trouver aucune preuve dans les formes que nous avons sous les yeux.

(1) A. Heim. *Geologie der Schweiz,* 88, Bd. I. p. 645.

(2) Je dois cette idée à une suggestion de M. H. Baulig.

Les hauteurs du Mont Bon devront donc être tenues pour des monadnocks situés sur la pénéplaine. Elles n'en interrompent pas la continuité ; la pénéplaine se poursuivait plus à l'Ouest, et ne trouve aujourd'hui sa limite que dans l'érosion qui l'a tronquée récemment à la hauteur de Montrond et Épeugney.

CHAPITRE III

LE NORD DU PLATEAU D'ORNANS

Vers le Nord, au delà d'une ligne qui va à peu près de Besançon à Pierrefontaine, il devient assez difficile de suivre le plateau d'Ornans où d'anciens monadnocks ont été plus ou moins bouleversés par des actions orogéniques et qui a été rongé par une érosion active.

D'une part, en effet, des hauteurs y apparaissent, de plus en plus rapprochées : c'est ainsi qu'au Nord-Est une première ligne de reliefs encadre le plateau de Pierrefontaine ; elle atteint 825 mètres à la Fauchotte (Nord-Est de Germéfontaine), 857 mètres au Signal d'Armont (Ouest de Laviron), 859 mètres au Signal du Peu de Laviron (N. de Laviron) ; puis elle se dirige de l'Ouest vers l'Est : 729 mètres à la Côte Noire (Sud de Surmont) ; 818 mètres (Bois des Génévriers et butte Nord d'Ebey) et 829 mètres (Bois du Crêt) autour d'Ebey (1).

Trois kilomètres plus au Nord, la barre si caractéristique du Grand Rocher dresse au-dessus d'Ouvans, à plus de 700 mètres, une ligne de rochers déchiquetés.

Enfin, tout à fait au Nord, à 7 kilomètres de là, l'énorme barre transversale du Lomont ferme l'horizon d'une masse sombre ininterrompue qui débute à l'Ouest autour de 600 mètres pour monter vers l'Est au-dessus de 800 mètres.

De ces trois lignes de hauteurs, la première et la troisième sont dues à des soulèvements anticlinaux ; la deuxième, au contraire, est un synclinal perché où le rauracien est mis en saillie par l'érosion.

D'autre part, la région est extrêmement disséquée par des cours d'eau qui ne laissent subsister du plateau d'Ornans que des lambeaux.

L'Audeux, prolongé par le ruisseau de Creuse et la vallée sèche affluente de Landresse, entaille profondément le plateau au Nord de Vercel et sa vallée se trouve à une altitude de 550 mètres environ.

(1) Ces cotes sont empruntées aux levés au 1/20.000.

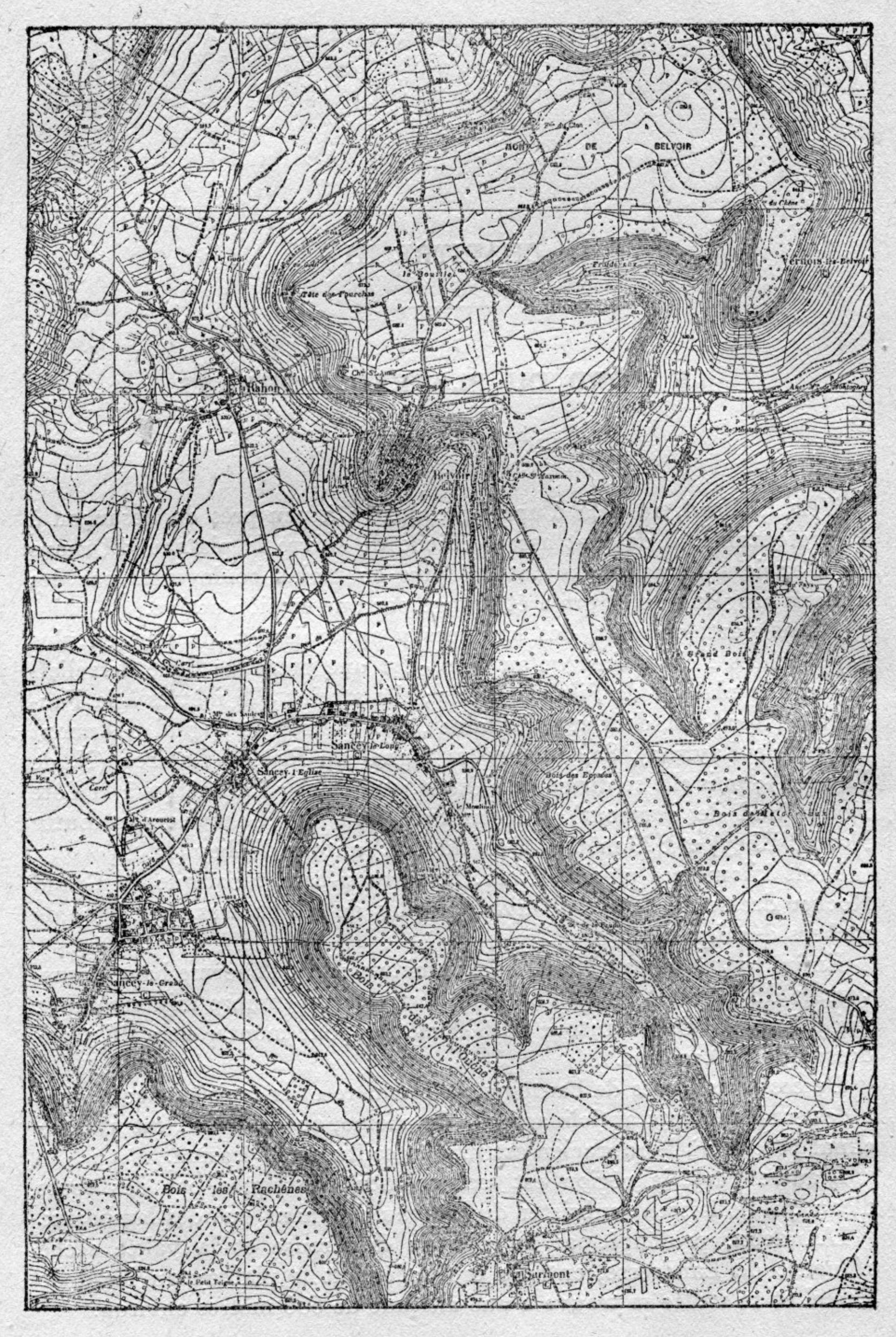


FIG. 15. — EXTRÉMITÉ NORD-EST DU PLATEAU D'ORNANS.
Levé au 1/20.000 du Serv. Géog. de l'Armée (Feuille de Maîche). Réduction au 1/40.000.

Plus au Nord, le Cuisancin et ses affluents ont déblayé une large vallée dont le fond s'abaisse au-dessous de 500 mètres et qui, par endroits, entre Courtetain et Vaudrivillers par exemple, n'est guère distante que de 2 kilomètres de la vallée sèche de Landresse.

Enfin, en sens inverse, la vallée de la Barbêche, affluente du Doubs oriental, a repoussé sa tête aux environs de Belvoir jusqu'à n'être plus séparée de celle du Cuisancin que par un étroit éperon de 700 mètres.

Ainsi déformé et découpé, le plateau d'Ornans semble en quelque sorte s'évanouir et nulle part l'influence des érosions récentes n'est plus difficile à éliminer. Telle surface d'érosion, comme celle de Lanans et Servin que l'on serait tenté à première vue de rattacher au plateau d'Ornans, peut à bien plus juste titre passer pour le témoin d'un cycle antérieur dû à l'érosion du Cuisancin.

Cependant on peut sans doute, là encore, définir un certain nombre de lambeaux de surface qui appartiennent au plateau d'Ornans et qui, parfois très disséqués, en sont comme les témoins vers le Nord.

Mettons à part tout d'abord le plateau de Pierrefontaine et toute la région au Sud-Est du soulèvement la Fauchotte-Signal d'Armont. Nous y reviendrons plus loin, en étudiant la terminaison Est du plateau d'Ornans. Et recherchons si l'on ne peut pas identifier, soit vers le Nord-Est, soit vers le Nord-Ouest des surfaces qui continueraient le plateau de Vercel.

I. — *Le Nord-Est du plateau*

1° Au delà de l'Audeux et du ruisseau de Creuse, le plateau Vercel-Epenouse se prolonge par le plateau de Vellerot-lès-Vercel. Ce sont les mêmes altitudes de part et d'autre de la vallée profondément encaissée : 667 mètres à Epenouse et au Bois du Theurey, sur la rive gauche ; 659 mètres au Bois de Sur Creuse et 663 mètres à la lisière du même bois, sur la rive droite. La continuité du plateau apparaît d'ailleurs à l'éperon d'Eysson dont l'altitude va de 650 mètres à 660 mètres.

Cette altitude du plateau se maintient aux environs de 660 mètres vers le Nord-Est, jusqu'à une ligne passant par Landresse et Germéfontaine ; on remarque seulement l'influence de la vallée de Landresse, toute voisine, qui se fait sentir tantôt par le prolongement des vallées subaériennes (Vellerot-lès-Vercel, à la tête de la vallée du ruisseau du moulin du Vernois, est à 625 mètres), tantôt par des creux qui marquent l'intensité de l'érosion souterraine (la Combe aux Goules forme une vaste dépression de 150 mètres de diamètre dont le point le plus bas est à 616 mètres).

Ce plateau de Vellerot-lès-Vercel est limité à l'Ouest et au Nord par la vallée de l'Audeux et la vallée sèche de Landresse.

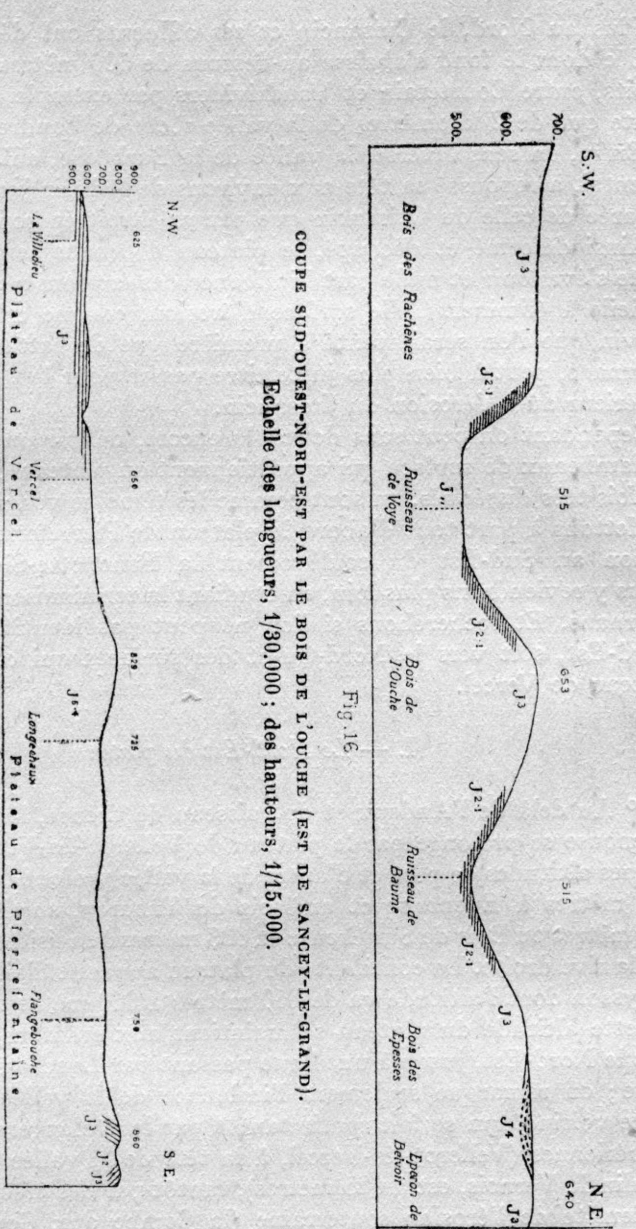


Fig. 16

COUPE SUD-OUEST-NORD-EST PAR LE BOIS DE L'OUCHE (EST DE SANCEY-LE-GRAND).
Echelle des longueurs, 1/30.000 ; des hauteurs, 1/15.000.

Fig. 17

COUPE NORD-OUEST-SUD-EST A TRAVERS LES PLATEAUX DE VERCEL ET DE PIERREFONTAINE.
Echelle des longueurs, 1/100.000 ; des hauteurs, 1/50.000

A l'Est, au delà de la ligne Landresse-Germéfontaine, la surface est manifestement influencée par le soulèvement de l'anticlinal du Signal d'Armont qui s'abaisse ici sous la forme d'une fourche en double péri-clinal. Ce soulèvement détermine l'alignement des hauteurs qui, au-dessus de Villers-la-Combe et de Villers-Chief, dominent la dépression des marnes oxfordiennes. Cet anticlinal empêche de suivre plus loin vers l'Est le plateau d'Ornans, si bien que nous n'aurons plus de continuité directe entre le plateau de Vellerot-lès-Vercel et les régions que nous allons maintenant étudier ; nous ne pourrons donc les relier ensemble aussi sûrement que nous l'avons fait pour les plateaux de Vellerot-lès-Vercel et de Vercel.

2° Et cependant, à l'Est de l'énorme masse montagneuse du Signal d'Armont et de la Côte d'Aubruvillers, nous retrouvons une surface d'érosion à 670 mètres environ qui est étranglée en quelque sorte entre les hauteurs du Bois d'Armont et les hauteurs Sud de Surmont, d'une part, la vallée du Cuisancin, d'autre part, c'est-à-dire dans une situation assez semblable à celle qu'occupe, 6 kilomètres plus à l'Ouest, le plateau de Vellerot-lès-Vercel.

Cette surface d'érosion se compose tout d'abord d'un plateau à peu près continu de Sancey-le-Grand à Provenchères. Il est marqué par les bois de la Venotte (point culminant, 675 mètres), le bois des Rachênes (point culminant, 666 mètres). Ce plateau se trouve dans cette région uniquement formé de rauracien, se dressant au-dessus de vallées oxfordiennes, et l'hypothèse d'une surface structurale ne pourrait pas ici être complètement rejetée (V. carte fig. 15 et coupe fig. 16).

Mais, plus à l'Est, le bois des Rachênes se raccorde manifestement avec l'éperon du bois de l'Ouche dont il n'est séparé que par le canyon du ruisseau de Voye. L'éperon du bois de l'Ouche, rongé par l'érosion, a, en effet, son point culminant à 653 mètres et le point le plus bas, au pédoncule, à 642 mètres. Or, la surface de cet éperon est taillée, pour la partie antérieure dans le rauracien, pour la partie Sud-Est dans le séquanien et représente donc bien une surface d'érosion. Et du même coup se trouve prouvé que le plateau des bois de la Venotte et des Rachênes est également une surface d'érosion.

L'existence d'une pareille surface n'est pas moins nette dans le dernier éperon à l'Est, celui du Mont de Belvoir, séparé du bois de l'Ouche par un nouveau canyon, le ruisseau de Baume. Cet éperon qui se rattache dans les environs de Provenchères aux surfaces précédentes y atteint des altitudes de 660 mètres à 670 mètres (point culminant, 675 mètres, à la lisière du bois de Matonveaux) ; s'abaissant au-dessous de 640 mètres dans le pédoncule rongé par l'érosion à l'Est de Sancey-le-Long, il forme de nouveau, au Nord, une surface de plus de 660 mètres dans le Mont de Belvoir proprement dit (666 mètres à la Tête des Fourches,

663 mètres à la Chapelle-Sainte-Anne) (1) ; le point le plus haut, à l'Est de la Tête des Fourches, est à 672 mètres. La surface de cet éperon du Mont de Belvoir est entièrement formée de séquanien.

Enfin, au Nord de Provenchères, cette surface disparaît complètement ; l'érosion de la Barbêche, qui avait déjà si puissamment mordu sur le Mont de Belvoir, rejoint ici les hauteurs qui prolongent la Côte Noire et le Signal d'Armont.

Nous avons donc une surface d'érosion, nullement en rapport avec la structure, tranchant des couches d'âges différents et qui s'étend du Mont de Belvoir à Surmont et de Sancey-le-Grand à Provenchères. Elle mesure à peu près 7 kilomètres dans le sens Ouest-Est, et l'éperon du Mont de Belvoir qui représente sa plus grande extension Nord-Sud, compte à peu près 6 kilomètres de long.

Il semble bien que l'on doive encore rattacher ce plateau à celui de Vellerot-lès-Vercel, et, par delà, à celui d'Ornans. C'est la même altitude, la même situation le long des hauteurs du Signal d'Armont.

L'altitude des points hauts (675 mètres) marque environ 15 mètres de différence avec les points hauts de la région de Vellerot, soit une pente Nord-Est-Sud-Ouest d'environ 1,3 p. 1.000. Cette pente semble sans doute un peu faible si on la compare à celles que nous avons trouvées sur le plateau d'Ornans ; les forces de relèvement dans cette région de l'Extrême Nord n'ont pas joué de façon aussi active. Le plateau d'Ornans aurait donc été plutôt légèrement gauchi que relevé tout d'un bloc, ce qui est, en somme, parfaitement admissible. D'ailleurs, les cotes sur lesquelles portent ces calculs sont empruntées à des surfaces trop étroites et trop voisines de ravinements profonds pour que l'on puisse raisonner sur elles avec une certitude mathématique.

Cette surface a dû s'étendre plus loin encore vers le Nord et, si elle est limitée aujourd'hui par les vallées profondes de la Barbêche, du ruisseau de la Baume, du ruisseau de Voye, ces vallées appartiennent à un cycle récent.

On pourrait donc tenter de rechercher d'autres débris de cette surface plus au Nord, en particulier dans les hauteurs qui s'étalent entre Orve et Rahon. On a là, en effet, un plateau large de 1.500 mètres, de l'Ouest à l'Est, long de 6 kilomètres environ du Sud-Ouest au Nord-Est, interrompu à deux reprises par de profonds vallons transversaux. Ce plateau est formé de surfaces d'allure irrégulière qui atteignent 670 mètres en certains points (Bois des Fays au Nord d'Orve) et qui semblent par là prolonger la surface de Surmont.

Il faut noter cependant que ce plateau correspond à un anticlinal, que sa surface est très accidentée, et qu'il est de plus en plus élevé à

(1) V. fig. 15.

mesure qu'il se rapproche du Lomont. Il semble donc bien plutôt que ce soit un rameau du Lomont.

II. — *Le Nord-Ouest du plateau*

Le prolongement du plateau d'Ornans vers le Nord-Ouest soulève des questions beaucoup plus complexes. Cette région du Nord-Ouest devrait appartenir, en effet, comme celle du Sud-Ouest, non pas au niveau de Vercel mais à celui de Trépot. Or, les hauteurs du Mont Bon dessinent au Nord de Mamirolle une courbe très marquée ; elles masquent ainsi vers l'Est le raccord avec la surface de Vercel, vers le Sud le raccord avec celle de Trépot, et isolent la région. Nous ne pourrons donc étudier directement aucun contact avec la pénéplaine d'Ornans. Et ce n'est que de façon très hypothétique que nous pourrons attribuer au niveau de Trépot les surfaces qui se trouvent au Nord-Ouest de la surface de Vercel et plus basses que celle-ci.

Il est probable cependant que certaines de ces surfaces, un peu au-dessous du niveau de Vercel, ne sont pas dues à l'érosion récente. Et cela doit être particulièrement vrai dans la région d'Orsans.

Nous sommes ici, en effet, tout près de la surface de Magny-Chatelard qui prolonge, nous l'avons vu (1), le niveau de Trépot. Et il apparaît normal que les points hauts situés autour d'Orsans y soient rattachés (Bois Le Fahy 574 mètres, Bois des Charmottes 574 mètres). Les hauteurs à l'Est de Chaux-lès-Passavant, formées de rauracien que les failles font affleurer, constitueraient, au contraire, au-dessus de ce niveau, des témoins de la surface de Vercel (619 mètres au Nord-Est de Chaux-lès-Passavant, 630 mètres à l'Ouest de Belmont). Nous retrouvons bien les niveaux caractéristiques de la pénéplaine.

Mais presque toute la région a été plus ou moins remaniée par une érosion récente de l'Audeux et de ses affluents. Ainsi s'expliquent les pentes d'érosion, beaucoup plus jeunes ici qu'autour de Vercel. De même les altitudes sont plus basses que si elles prolongeaient simplement la surface de Trépot. Cette surface, en effet, qui atteint 550 mètres à 560 mètres vers Magny-Chatelard, devrait, en effet, continuant à s'élever vers l'Est d'une pente de 4 à 5 p. 1.000, se trouver à Orsans à 570-580 m. (c'est, en effet, l'altitude du Bois le Fahy et du Bois des Charmottes). Or, la région de Chaux-lès-Passavant est à une altitude moyenne de 540 mètres ; la vallée sèche de Landresse, plus à l'Est encore, est à 550 mètres. Ce sont des plate-formes dues à une érosion récente de l'Audeux. Sans doute elles se sont formées aux dépens de la surface de Tré-

(1) V. Chap. I.

pot ; mais il est bien difficile de préciser cette formation, l'érosion récente ayant fait disparaître ici presque toutes les traces de cette surface de Trépot.

Ainsi se trouve déterminée la limite Nord du plateau d'Ornans actuel. Comme vers l'Ouest, le plateau s'étendait sans doute aussi plus loin vers le Nord autrefois : c'est une érosion récente qui, ici et là, en fixe aujourd'hui les limites. L'Audeux, le Cuisancin, la Barbêche le séparent du Lomont et trahissent l'influence des plaines du Nord. S'il nous fallait délimiter les grands plateaux jurassiens vers le Nord, c'est donc ici, beaucoup plus qu'au Lomont, comme on le fait d'habitude, que nous tracerions cette limite.

Au point de vue tectonique, il est très normal de borner au Lomont les grands plateaux du Jura central. C'est là en effet que le faisceau jurassien, après s'être épanoui dans les plateaux, converge de nouveau pour s'incurver vers l'Est dans la direction de la Suisse. Le Lomont, le plus septentrional de ces chaînons convergents doit donc marquer la fin tectonique des plateaux. Les frontières morphologiques, cette fois encore, ne coïncident pas exactement avec les frontières tectoniques.

CHAPITRE IV

LE PLATEAU DE PIERREFONTAINE A L'EST DU PLATEAU D'ORNANS

Tandis qu'à l'Ouest et au Nord le plateau d'Ornans se termine par des encoches d'érosion assez brutales, il aboutit vers le Nord-Est au plateau de Pierrefontaine qui confine au contraire à la région des hautes chaînes.

C'est une cuvette, bordée à l'Est et à l'Ouest par des anticlinaux que traduisent dans la topographie des hauteurs bien nettes (Fig. 17 et 18).

L'anticlinal oriental est de beaucoup le plus accentué et dresse, à l'Est du plateau de Pierrefontaine, un véritable mur ; il se relie, par des hauteurs qui souvent dépassent 900 mètres, à la longue chaîne qui traverse le Jura d'Ouest en Est à la hauteur de Salins et qui vient se fondre dans les grands plissements du Jura oriental (1).

A l'Ouest, séparant le plateau de Pierrefontaine de celui de Vercel, nous avons un bourrelet anticlinal plus ou moins marqué, qui domine d'une cinquantaine de mètres, au moins, le plateau de Pierrefontaine et, souvent, d'une centaine de mètres celui de Vercel. Par endroits, le relief anticlinal est plus accentué ; on a ainsi, du Nord au Sud, le Peu de Laviron (859 mètres) dont le sommet dénudé domine tout le paysage, le Signal d'Armont (857 mètres), la Fauchotte (825 mètres), le Bois du Suchaux (787 mètres), la Léchère (827 mètres), le Bois de Viard et le Colombier (814 mètres), le Bois des Chênes (793 mètres), l'Allier (787 mètres). L'érosion a commencé à décaper ces dômes anticlinaux et, sans les faire disparaître, a dégagé des noyaux où affleurent le rauracien, l'oxfordien ou même le bathonien.

Limité par ces deux anticlinaux, le plateau de Pierrefontaine développe entre eux une surface d'érosion caractéristique. Les calcaires, de plus en plus récents vers l'Est, présentent des couches inclinées de 6 % environ, que vient recouper la surface plane du plateau.

(1) V. Troisième partie, chap. II.

Et, cependant, aucune des conditions actuelles ne permet d'expliquer la formation d'une telle surface ; il est facile de le prouver par l'étude des vallées.

Il faut tout d'abord écarter la seule rivière qui traverse le plateau et qui n'a pu le modeler entièrement. C'est la Réverotte, affluent du Dessoubre, qui s'est creusé dans la partie orientale un étroit canyon, profond de 200 mètres environ. Quelques vallées affluentes remontent bien vers le cœur du plateau, comme le Ruisseau du Val qui prend naissance au pied du village de Pierrefontaine, et se prolonge par une légère dépression, à l'altitude de 690-695 mètres. Mais le plateau ne peut avoir été modelé par ce réseau de rivières. Les canyons en sont creusés dans la région du plateau qui déjà se relève vers l'Est et, dans les environs de Pierrefontaine, par exemple, les cotes d'altitude aux abords du canyon sont plus élevées que sur tout le reste du plateau. La dépression même qui prolonge le Ruisseau du Val apparaît comme une bien faible ondulation ; ce n'est, à la surface du plateau, qu'un accident dû à un ruissellement récent et intermittent vers le Ruisseau du Val.

Le cours actuel de la Réverotte semble donc bien indépendant de la formation du plateau.

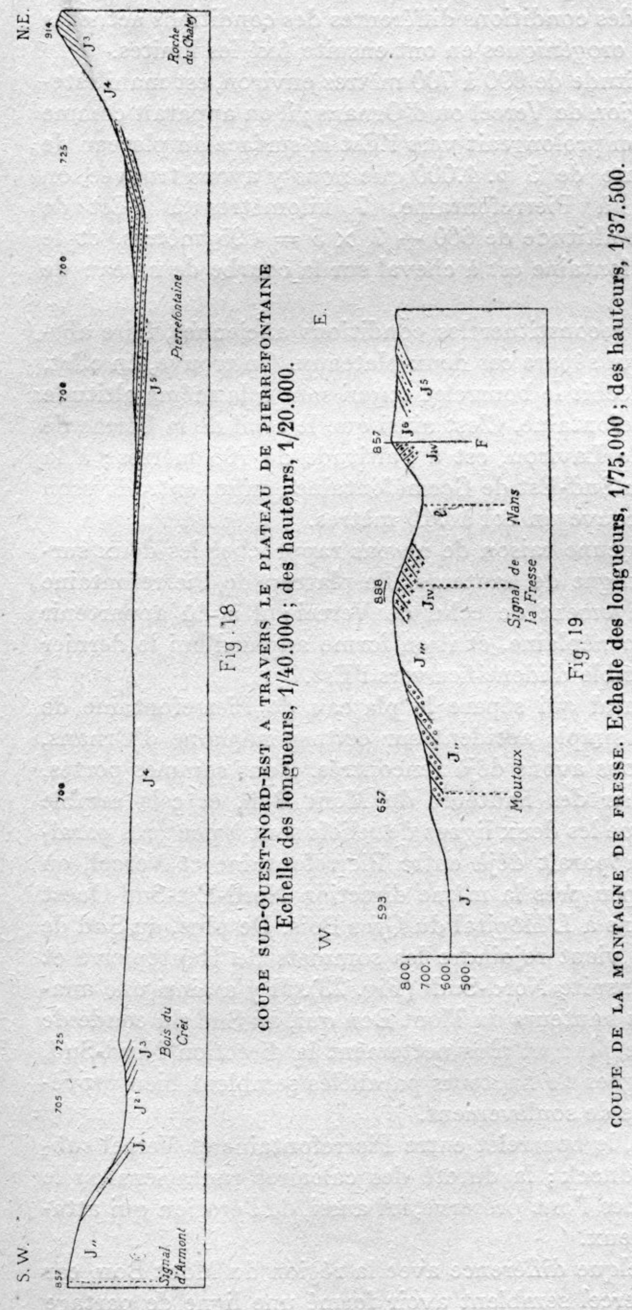
L'érosion karstique ne saurait non plus donner de ce plateau une explication satisfaisante.

Si elle avait été prépondérante dans la formation du plateau et de ses abords, elle aurait dû mordre sur les hauteurs qui l'enserrent, au lieu de toujours les respecter, comme elle fait ici. L'argument qui a déjà servi pour l'érosion subaérienne garde encore sa valeur. Karstique ou subaérienne, la surface d'érosion est antérieure aux chaînes.

De plus, à l'intérieur même du plateau, rien ne rappelle la pénéplaine karstique qui devrait se présenter sous la forme d'ouvalas séparées par des *hums*. Les bords en pente extrêmement douce des dépressions fermées, le raccord insensible avec le paysage environnant, l'étendue des surfaces hautes, sensiblement à la même altitude, entre ces dépressions, font apparaître qu'ici ce n'est pas le *hum*, mais la dépression fermée qui est l'accident. Et des hauteurs voisines d'Avoudrey ou de Grandfontaine, comme de celles qui dominent Plaimbois, l'œil, raccordant ces points hauts, reconstitue la pénéplaine normale.

Enfin, l'érosion des bassins fermés ne saurait expliquer, à elle seule, comment l'ensemble du plateau de Pierrefontaine se trouve à une altitude voisine de celle du plateau de Vercel, à tel point qu'il semble le prolonger.

L'érosion normale qui, nous l'avons vu, a modelé le plateau d'Ornans tout entier, peut seule expliquer cette concordance. Les dolines et les bassins fermés ont pu accidenter le sol du plateau de Pierrefontaine et le bossuer ; on peut leur attribuer les points bas de ce plateau ; ce ne sont pas eux qui l'avaient nivelé.



COUPE SUD-OUEST-NORD-EST A TRAVERS LE PLATEAU DE PIERREFONTAINE
Echelle des longueurs, 1/40.000 ; des hauteurs, 1/20.000.

COUPE DE LA MONTAGNE DE FRESSE. Echelle des longueurs, 1/75.000 ; des hauteurs, 1/37.500.

COUPE NORD-OUEST-SUD-EST A TRAVERS LE PLATEAU DE LEVIER. Echelle des longueurs, 1/80.000 ; des hauteurs, 1/40.000.

Il faut admettre que le plateau de Pierrefontaine a été formé par l'érosion normale dans des conditions différentes des conditions actuelles et que les mouvements orogéniques en ont ensuite fixé les limites.

Or, ce plateau, à l'altitude de 690 à 700 mètres environ, est manifestement semblable à la région de Vercel ou d'Ornans ; il en apparaît comme la suite naturelle ; si l'on prolongeait vers l'Est la surface du plateau de Vercel, suivant la pente de 5 p. 1.000 que nous y avons trouvée, on obtiendrait, en effet, à Pierrefontaine, 7 kilomètres à l'Est de Vellerot-lès-Vercel, une altitude de $660 + 7 \times 5 = 695$ mètres, et le village même de Pierrefontaine est à cheval sur la courbe de niveau de 700 mètres.

Nous pouvons, pour reconstituer les conditions anciennes, faire abstraction du bourrelet qui sépare ces deux plateaux. On trouve, en effet, des points bas où s'infléchit le bourrelet et qui sont à la même altitude que le plateau de Pierrefontaine. C'est ainsi que le seuil de la Ferme de Belue, au Sud-Ouest de Laviron, est à l'altitude de 705 mètres ; à la même altitude, le col au Sud-Est de Germéfontaine ; enfin, entre Eysson et Germéfontaine, se trouve un col à 710 mètres.

Il n'y a plus alors aucune raison de ne pas rapprocher les deux surfaces que sépare cette ligne de hauteurs. Le plateau de Pierrefontaine devient ainsi le prolongement de celui de Vercel ; il a dû appartenir autrefois à l'ancienne pénéplaine, et il en forme aujourd'hui le dernier fragment qu'il soit possible d'identifier vers l'Est.

Le bourrelet occidental qui sépare le plateau de Pierrefontaine de celui de Vercel est un simple accident sur cette pénéplaine d'Ornans, analogue à ceux que nous avons déjà rencontrés. Nous sommes portés, en effet, à le rapprocher des hauteurs du Mont Bon, et cela semble d'autant plus normal que les deux lignes de reliefs sont à peu près parallèles. Le parallélisme apparaît déjà entre Pierrefontaine et Vercel, où le soulèvement suit à peu près la même direction Nord-Est-Sud-Ouest que la chaîne de Gonsans à L'Hôpital du Gros Bois. De plus, au Sud de Vercel, le soulèvement vient rejoindre les sommets de Hautepierre et d'Ouhans et se dirige ensuite Nord-Sud (Fig. 23). Il y a ainsi une analogie frappante avec les hauteurs du Mont Bon qui, au Sud du coude de Mamirolle, prennent de plus en plus nettement la direction Nord-Sud, elles aussi. Ces deux lignes de hauteurs parallèles semblent bien provenir d'une même poussée de soulèvement.

Comme le Mont Bon, le bourrelet entre Pierrefontaine et Vercel subsiste à l'état de monadnock ; la dureté des calcaires rauraciens ou le redressement des couches l'ont préservé, lui aussi, de l'érosion qui attaquait les noyaux marneux.

Il y a cependant quelque différence avec la région du Mont Bon, car les reliefs à l'Est de Vercel semblent avoir formé une ligne de partage

des eaux, conservant ainsi au plateau de Pierrefontaine une certaine individualité.

D'une part, en effet, les seuils ne correspondent certainement pas au passage de vallées anciennes orientées de l'Est à l'Ouest. Les surfaces du plateau de Pierrefontaine ne vont nullement en s'abaissant vers ces seuils ; le col de Grandfontaine n'est prolongé par aucune dépression du plateau, entre Grandfontaine et Domprel ; le seuil de Germéfontaine et celui de Belue apparaissent bien à la tête de vallonnements ; mais le drainage s'en fait vers les points bas du plateau de Pierrefontaine, du côté de l'Est ; il ne s'agit jamais du passage de vallées qui auraient drainé le plateau vers l'Ouest. Aussi s'explique-t-on que l'on n'ait pas ici, comme dans la région du Mont Bon, de surface d'érosion entourant les hauteurs de toutes parts. Même aux seuils où elle s'abaisse, la ligne de reliefs domine encore d'une vingtaine de mètres les surfaces voisines du plateau de Vercel (seuil de Germéfontaine à 705 mètres, seuil d'Eysson à 710 mètres).

D'autre part, tandis que le plateau de Vercel penche vers le Sud, le plateau de Pierrefontaine est incliné du Sud vers le Nord. On observe, en effet, qu'autour de la Scierie de Niellans (Est de Longechaux) les points hauts sont à 729 mètres tandis que les coteaux qui dominent Pierrefontaine (10 kilomètres plus au Nord) sont seulement à l'altitude moyenne de 715 mètres (1), ce qui fait une pente vers le Nord d'environ 1,4 p. 1.000. Il n'y a rien là que la pente très normale due à un drainage qui se faisait vers le Nord. Les hauteurs à l'Ouest de Vercel formaient donc, pour les eaux, une ligne de partage locale, et leur résistance à l'érosion s'en trouvait accrue.

Enfin, le plateau de Pierrefontaine se distingue maintenant aussi du plateau d'Ornans parce que les eaux se sont rassemblées en plus grande abondance au fond de sa cuvette synclinale, et que l'érosion karstique en fut, par suite, plus active. Cette érosion karstique fut, de plus, stimulée par le voisinage du canyon de la Réverotte. Aussi la surface apparaît-elle aujourd'hui comme une succession de bassins fermés, souvent troués eux-mêmes de dolines.

Mais si ces modifications de détail donnent maintenant son aspect au plateau de Pierrefontaine, elles ne sauraient en affecter le caractère essentiel. Il apparaît bien encore comme un fragment de la surface primitive du plateau d'Ornans. Il s'est formé dans les mêmes conditions, en continuité avec lui ; et c'est à la terminaison orientale du plateau de Pierrefontaine, le long des hautes chaînes qui longent la vallée du Dessoubre, qu'il faut placer l'extrémité orientale de la pénéplaine.

(1) Le Bois des Epesses, à 725 mètres, tranche nettement sur le relief avoisinant et doit, sans doute, être considéré comme hauteur résiduelle.

CHAPITRE V

LE PLATEAU DE CUVIER AU SUD DU PLATEAU D'ORNANS

I. — *Le plateau de Cuvier*

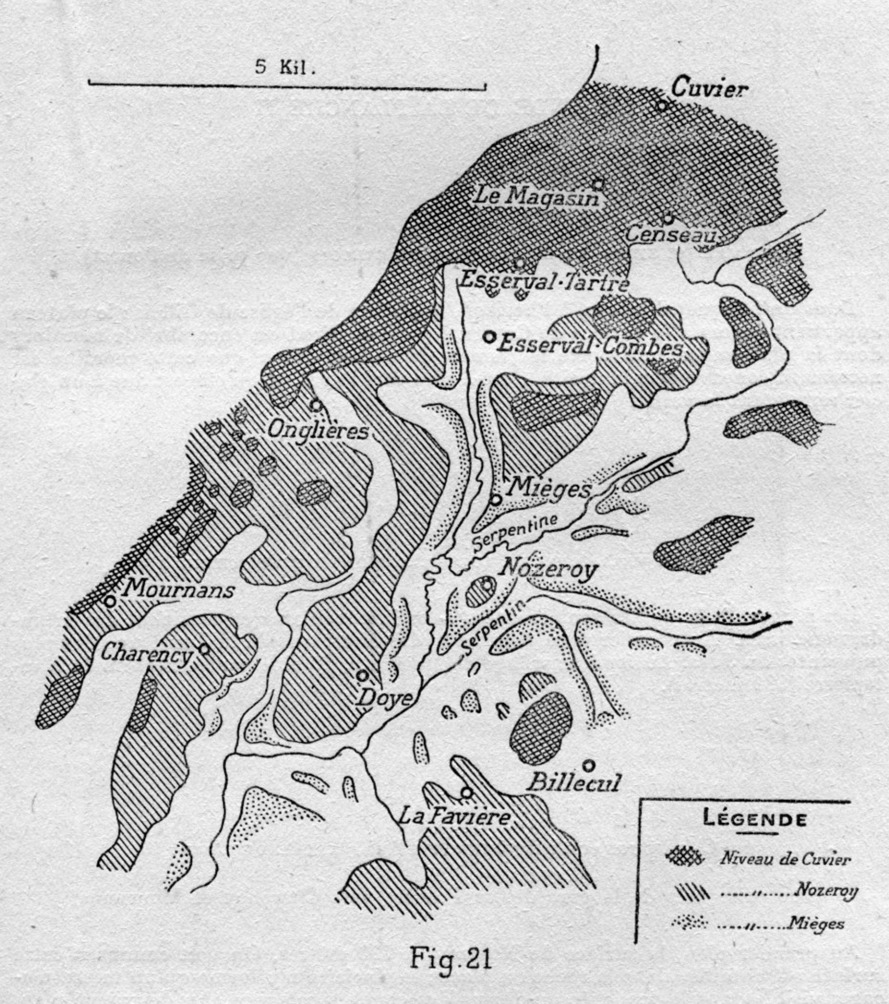
Au Sud d'Ornans, à la limite des plateaux de l'Ain et du Doubs, nous retrouvons des surfaces qui offrent bien des ressemblances avec le plateau d'Ornans tel que nous venons de le décrire.

Lorsqu'on se rend de Boujailles à Nozeroy, on traverse une région monotone ; c'est un large plateau dont l'horizontalité apparaît presque parfaite à la sortie des bois de sapins qui rendent difficile la lecture du terrain.

La limite au Nord-Ouest est particulièrement nette : ce sont les crêtes qui dominent la combe de Boujailles et vers lesquelles le plateau monte en pente douce. Vers le Sud, le plateau s'étend de façon ininterrompue jusqu'aux environs de Censeau ; entre Cuvier et Censeau, on sent déjà la topographie se modifier ; des cuvettes parsèment la surface, et les dolines apparaissent plus nombreuses ; puis, vers Censeau, le plateau commence à être entamé par des éléments de niveaux inférieurs (niveau de Nozeroy, vallée de la Serpentine). A l'Est, ce plateau est difficile à suivre parce qu'il est recouvert très vite par des alluvions glaciaires, au delà d'une ligne Nord-Sud qui passe entre Censeau et Bief-du-Fourg, mais il apparaît encore par pointements sous le glaciaire, avant de buter contre les chaînes de la Joux qui le limitent à l'Est.

Comme le village de Cuvier marque à peu près le centre de cette surface, nous l'appellerons désormais le plateau de Cuvier.

L'altitude moyenne est de 840 mètres, et la surface tranche les affleurements de roches extrêmement différentes, appartenant à diverses assises du jurassique supérieur ou du crétacé : portlandien au Nord-Est de Cuvier, valanginien à Courvières, purbeckien et valanginien entre Censeau et Cuvier. Nous nous trouvons, en effet, en présence



CARTE MORPHOLOGIQUE DES ENVIRONS DE NOZEROY. Echelle, 1/94.000.

LÉGENDE DE LA PLANCHE II

A) LE VAL DE SIROD ET LE PLATEAU DE GILLOIS (vue prise de l'ouest)

Dans un bouquet d'arbres, à l'horizon, le clocher de l'église de Gillois ; le plateau appartient encore à la surface de Cuvier. Le val de Sirod est encombré de moraines dont la plus importante porte le chemin de Gillois. Noter que cette moraine est nettement concave vers la droite, c'est-à-dire vers l'aval, et qu'elle est due à un glacier remontant la vallée.

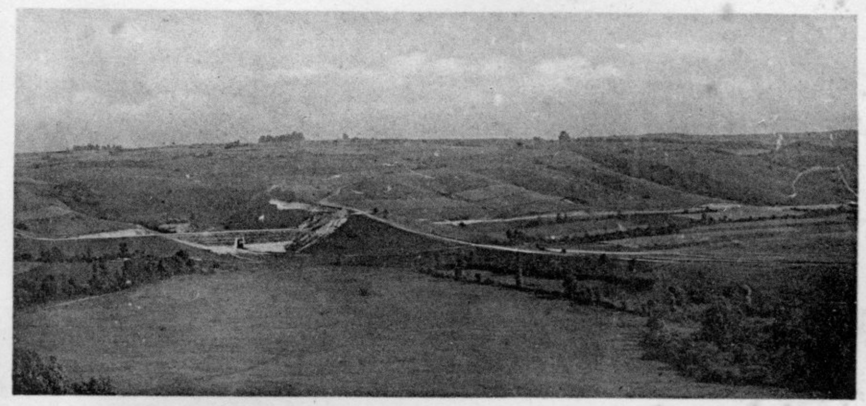
B) LA VALLÉE DE LA LOUE EN AMONT DE MOUTHIER

Les gorges de Nouailles sont creusées dans la pénéplaine et dessinent des méandres encaissés. Au premier plan, l'usine hydro-électrique de la Loue, une des plus puissantes du Jura. Au fond, le village de Mouthier, dominé par les rochers de Hautepierre (881 mètres).

C) LA SURFACE DE NOZEROY ET LA VALLÉE DE L'AIN

(vue prise près de la gare de La Favière vers Charency et Mournans)

Au premier plan, la surface de Nozeroy, à 790 mètres. On voit comment cette surface est entaillée dans la roche en place ; le glaciaire n'y forme qu'un mince placage, visible dans la tranchée au-dessus des couches calcaires. Au deuxième plan, la vallée de l'Ain, aux pentes couvertes de sapins. Au fond, Mournans, sur la surface de Cuvier, et, à l'horizon, les hauteurs de la Montagne de Fresse.

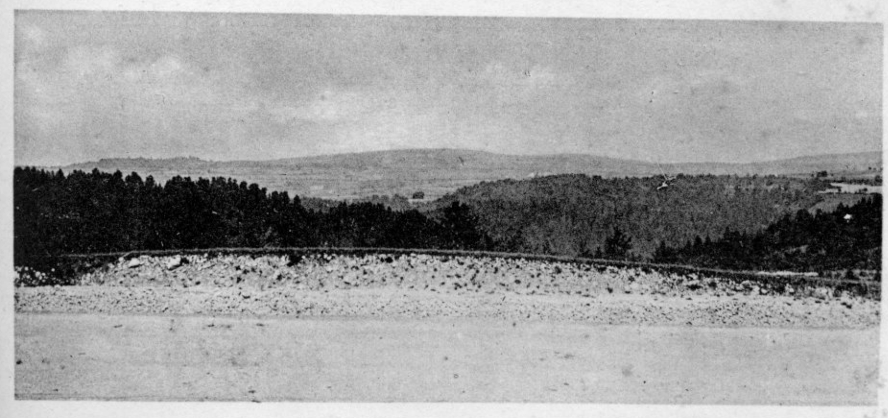


A. — Le val de Sirod et le plateau de Gillois.



Cliché Martelet-Voidey

B. — La vallée de la Loue en amont de Mouthier.



C. — La surface de Nozeroy et la vallée de l'Ain.

d'une sorte de cuvette synclinale, limitée à l'Ouest par la faille de Courvières ; mais aucune trace ne subsiste du synclinal ni de la faille dans la topographie du plateau absolument horizontal. Nous avons donc bien là une surface d'érosion, indépendante de la structure.

Le sol est formé, d'autre part, de roches extrêmement décomposées, qui attestent l'ancienneté de la surface. On trouve dans le valanginien, autour de Censeau, près de deux mètres de terra rossa (1). Et cette abondance de terre de décalcification se traduit dans la forme extrêmement douce que revêtent, en général, les dépressions ou dans les petites mares qui parsèment, çà et là, le plateau (2).

Cette surface d'érosion ancienne, qui forme le plateau de Cuvier, est loin de se borner au plateau ininterrompu qui s'étend autour de ce village. On la retrouve plus au Sud, fortement disséquée, à des altitudes qui, toutes, témoignent d'une surface située autour de 850 mètres environ (Fig. 21).

C'est ainsi qu'au Sud-Ouest la surface de Cuvier s'étend tout le long de la forêt de la Basse Joux vers laquelle elle s'élève peu à peu. La route de Lons-le-Saunier à Pontarlier se tient, du Magasin à Plénise, entre 830 et 850 mètres. Le village d'Esserval-Tartre est à la même altitude, dominant le ruisseau du Gouffre, et une vallée sèche affluente à l'Est. Et rien ne marque mieux le contraste de la surface de Cuvier avec les surfaces des cycles suivants que le rapprochement des deux villages d'Esserval-Tartre, construit sur le plateau, et d'Esserval-Combe, au-dessous. Plus au Sud, Plénise, Plénisette, Onglières continuent à jalonner, le long de la montagne de Fresse, les restes de la surface de Cuvier. De la porte monumentale qui se dresse à l'entrée Nord du village de Nozeroy, on aperçoit très nettement cette ligne de clochers qui domine le plateau de Nozeroy et en ferme l'horizon vers l'Ouest.

Entre Nozeroy et Censeau, le plateau de Cuvier (3), encore assez mal disséqué, se retrouve à la cote 862 mètres, entre Esserval et Les Grangettes, à 860 mètres sur le mamelon au Nord de Mièges, à 850 mètres entre les Grangettes et le Moulin Cayhet. Le sommet à 830 mètres, au Sud-Ouest des Grangettes, représente sans doute un fragment du même niveau, déjà abaissé par l'érosion (4).

Dans la partie centrale et méridionale du plateau de Nozeroy, le niveau de Cuvier se prolonge par lambeaux, entre les vallées qui sou-

(1) Cette profondeur de terra rossa peut être observée en particulier au Magasin, à l'Ouest de Censeau.

(2) Par exemple, sur le sommet 855, au Nord-Est de Censeau.

(3) Les cotes suivantes ont été relevées au baromètre.

(4) Il est remarquable que, dans toute cette région, le niveau ne soit entaillé que par les vallées du cycle actuel et que l'on n'y observe pas les surfaces des cycles intermédiaires, comme il arrive plus au Sud.

vent le réduisent à n'être plus représenté que par le sommet des mamelons. Et, à mesure que, vers le Sud, l'érosion, partie de l'Ain, attaque plus violemment, ces lambeaux deviennent de plus en plus rares.

Au-dessus du vaste plateau de Charency, à une altitude voisine de 800 mètres, on trouve, au Sud-Ouest de Charency, une étroite bande de pâturages, allongée du Sud-Ouest au Nord-Est, à l'altitude de 830 mètres (1).

A l'Ouest de Charbonny se profile un mamelon aux formes très douces, dont le sommet atteint 860 mètres et qui, en raison même de son altitude, domine toute la région de Nozeroy.

Il faudrait ranger dans la même série de formes celles qui longent la montagne de Fresse au Sud des chalets d'Onglières. La route d'Onglières à Mournans se tient normalement à ce niveau, ou plutôt les points hauts de la route et des environs sont à ce niveau (840 mètres), tandis que de nombreuses dépressions se creusent à 815-820 mètres sur les bords de la route ou même obligent la route à de fréquentes montées et descentes : c'est l'influence des vallées sèches qui aboutissent à la Serpentine et révèlent le niveau inférieur. A l'Est de la route Onglières-Mournans il faut citer encore, comme relevant de ce niveau, les deux mamelons entre Charbonny et Onglières, le plateau entre Mournans et Entreporte.

Plus au Sud, la butte de Gillois, à 843 mètres (2), apparaît nettement comme un témoin de cette surface. Et à cette cote se rattache une ligne de hauteurs, orientée du Sud-Ouest au Nord-Est, qui se trouve à l'altitude moyenne de 830 mètres et qui est dominée par le clocher de Gillois. Ces hauteurs apparaissent très nettes vues de l'Ouest et particulièrement de Conte, situé en contre-bas. Sans doute on y remarque parfois les bosses indécises qui trahissent le revêtement glaciaire ; mais il ne s'agit là que d'un mince placage sous lequel reparaît la régularité de l'ancienne surface d'érosion (Pl. II A).

Enfin, au Sud-Est de Nozeroy, le dernier lambeau du niveau de Cuvier est représenté par le plateau à l'Ouest de Billecul. Ce plateau forme une table très nettement inclinée vers le Nord et qui se termine au Sud, à 870 mètres, par un abrupt au-dessus du ruisseau du Vernier.

Par contre, si, dans l'Ouest et le Centre, on peut suivre assez loin le niveau de Cuvier, la carte en est impossible à dresser avec précision à l'Est d'une ligne qui passe par Longcochon et Les Grangettes, car le recouvrement glaciaire y rend l'observation difficile.

(1) Au Nord du point coté 813 sur la carte d'État-major au 1/80.000. Feuille de Lons-le-Saunier.

(2) Et non 823 mètres comme le portent l'ancienne édition de la carte d'État-major au 1/80.000 et la carte géologique correspondante.

Cependant les nombreux repères que donnent les pointements de roches sous le glaciaire confirment entièrement les conclusions auxquelles nous étions précédemment arrivés. Toutes les altitudes de roches en place sont inférieures à 850 mètres, et chaque fois que la surface semble s'élever plus haut l'observation du terrain permet de reconnaître les cailloutis glaciaires (1). C'est ainsi qu'entre Billecul et La Latette toutes les cotes supérieures à 850-860 mètres sont placées sur des dépôts glaciaires, et la roche en place apparaît toujours comme le prolongement du plateau de Billecul.

De même, aux environs de Longcochon, les tranchées établies pour la construction du tramway de Champagnole à Boujailles, montrent que l'on trouve les dépôts glaciaires au-dessus de 830 mètres, et ce sont eux qui constituent en particulier la butte au Nord-Est de Longcochon.

A l'Est de Rix, on trouve encore le crétacé à des altitudes de 820-830 mètres. La roche monte même jusqu'à 840 mètres, ce qui semble être, dans cette région, l'altitude des points hauts de la surface rocheuse. C'est l'altitude que l'on trouve en particulier entre la cote 877 (Nord-Ouest de la Latette) et la bifurcation des chemins de la Latette vers Longcochon et Rix ; un trou creusé dans un champ montre à cette altitude de 840 mètres la roche en place dont les couches plongent vers le Nord-Ouest, recoupées par la surface du sol. Jusqu'à cette altitude de 840 mètres le glaciaire ne se rencontre guère que par minces placages sur le crétacé et le portlandien ; au-dessus, il forme des masses beaucoup plus imposantes à travers lesquelles ne percent jamais les pointements rocheux.

Il semble donc évident qu'une vaste surface s'est étendue autrefois sur le plateau de Nozeroy et que cette surface se retrouve aujourd'hui, assez entière au Nord, plus découpée au Sud, à l'altitude moyenne de 850 mètres, tranchant les affleurements des couches géologiques les plus diverses.

Cette altitude de 850 mètres apparaît seulement comme une altitude moyenne, et les variations de cette altitude sont assez sensibles. Il peut sembler étrange que nous attribuions également à cette surface de Cuvier les hauteurs cotées 870 mètres, comme celle de Billecul et des hauteurs cotées seulement 830 mètres, comme celles des environs de Mournans.

On peut se demander s'il n'y a pas eu, comme pour le plateau d'Ornans ou celui de Pierrefontaine, une inclinaison postérieure de la sur-

(1) Il faut mettre à part le redressement général de la surface rocheuse à l'approche de la Haute-Joux vers l'Est ; il y a là un phénomène tout à fait distinct de la formation de la surface de Cuvier, et sur lequel nous reviendrons plus loin (Deuxième partie, chap. II).

face. Et bien des faits confirmeraient cette hypothèse. La surface des environs de Cuvier, se trouve à 840 mètres (1) ; mais au Sud, dans la région disséquée où le niveau n'est plus représenté que par des témoins, la surface se relève sensiblement. A Censeau, elle se trouve à 860 mètres ; le plateau de Billecul, à son point le plus élevé, est en même temps le plus méridional. Il semble que l'on puisse conclure à une pente, dirigée du Sud au Nord, qui serait de 2 à 3 p. 1.000 environ. Mais point n'est besoin, semble-t-il, de faire intervenir une déformation postérieure pour expliquer une pente aussi légère, perpendiculaire à l'axe du drainage. C'est une pente analogue à celle que nous avons définie comme la pente perpendiculaire à l'axe du drainage sur l'ancienne surface d'Ornans.

Et cette pente peut être admise d'autant plus facilement que nous n'avons pas affaire à une pénéplaine parfaite. Si horizontale que soit la surface autour de Cuvier, elle porte quelques monadnocks. Le sommet au Sud du Magasin (près de Censeau) et celui qui se trouvent à l'Est de la route de Censeau à Mièges atteignent également 870 mètres, quoique bien au Nord de Billecul. Le plateau de Nozeroy présente donc des inégalités analogues à celles que nous avons déjà rencontrées sur le plateau d'Ornans.

Quant aux surfaces qui, vers le Sud, et en particulier aux environs de Mournans se trouvent à 830 mètres, elles ne représentent pas la surface de Cuvier proprement dite, mais des hauteurs qui en dérivent, ayant été ramenées déjà par l'érosion à une altitude légèrement inférieure.

Rien ne nous empêche donc d'attribuer les points élevés du plateau de Nozeroy à une ancienne surface d'érosion, inclinée vers le Nord, qui, aujourd'hui disséquée, va en s'égrenant vers le Sud.

II. — *Le plateau du Franois et la Montagne de Fresse*

Nous avons négligé jusqu'ici l'extrémité Sud-Ouest du plateau de Nozeroy. Tandis qu'au Nord-Ouest et à l'Est ce plateau vient buter contre des hauteurs plus récentes (crêtes de Boujailles, hauteurs de la Joux) qui ont limité le plateau en le soulevant légèrement sur ses bords (2) la région du Sud-Ouest présente un caractère bien différent, et nous allons y trouver de nouvelles raisons de rapprochement avec le plateau d'Ornans.

Du plateau de Nozeroy l'horizon paraît barré de ce côté par toute une longue suite de chaînes : ce sont les hauteurs de la Basse Joux fai-

(1) On trouve plus au Nord, à la limite de la surface, des cotes plus élevées ; mais elles résultent d'une dislocation ultérieure.

2) Deuxième partie, Chap. II.

sant suite à l'anticlinal de Boujailles, la barre rectiligne de la Montagne de Fresse, imposante par sa masse et sa régularité, et plus au Sud des buttes isolées comme la Côte Poire, fermant la trouée entre la Montagne de Fresse et la Forêt de la Chaux-du-Dombief.

Cependant, au delà de cette ligne de hauteurs, on retrouve un plateau qui ressemble singulièrement au plateau de Nozeroy. C'est celui qu'on appelle encore parfois le plateau des Petites Chiettes, bien que la commune de ce nom possède officiellement aujourd'hui le nom de Bonlieu et c'est sur ce plateau que se trouve le village du Franois.

Il apparaît très nettement de l'observatoire situé au-dessus du lac de Bonlieu ; on est alors frappé de voir le gradin qui se profile vers le Nord : non seulement le ressaut, de plus de 100 mètres, au-dessus du plateau de Champagnole, est bien marqué ; mais la teinte sombre des bois, due à la présence du séquanien, contraste aux environs de Bonlieu avec les cultures plus claires situées sur le plateau de Champagnole (V. Fig. 35).

Ce gradin constitue les hauteurs à l'Est de St-Maurice, de Bonlieu, de Ménétrux. Il y a une altitude voisine de 840 mètres avec des points hauts qui atteignent 870 mètres (au Sud-Ouest du Franois). A l'Est, une sorte de gouttière porte à 800 mètres les lacs de Bonlieu, de la Motte, du Grand et du Petit Maclu, de Narlay. Vers l'Ouest, le rebord festonné s'abaisse le plus souvent autour de 780 mètres, et dans ce rebord pénètrent les entailles profondes, très jeunes, des rivières qui viennent y prendre leur source : Hérisson, Syrène, Drouvenant.

Plus au Nord, les bois compris entre Narlay et Chatelneuf appartiennent encore à ce même gradin avec des altitudes analogues. Il est profondément entaillé par la dépression au fond de laquelle se trouve le lac du Vernois, par celle du Fioget ; puis il s'interrompt au bassin de Pillemoine-Vaudioux, à 660 mètres, et au seuil de 680 mètres qui le prolonge. Mais, au delà, les bois de Surmont retrouvent des altitudes supérieures à 800 mètres avec des points culminants à 840 mètres. Et enfin, plus au Nord, la butte du Rivel à 789 mètres, semble bien être le témoin d'une surface un peu plus élevée que l'on peut sans doute rattacher aussi à ce gradin.

Nous nommerons ce gradin plateau du Franois, du nom du seul village qui s'y trouve, les autres agglomérations (Ilay, Narlay, Lac-de-Bonlieu) ne représentant guère que des hameaux.

Ce n'est nullement une plate-forme structurale ; il est fait de terrains variés. Le portlandien, le virgulien, le ptérocérien, le séquanien forment à tour de rôle les points culminants, aux altitudes voisines de 850 mètres et présentent des différences lithologiques sensibles.

Il n'y a pas là, non plus, de soulèvement anticlinal ni de horst, et rien n'est plus caractéristique, à cet égard, que le bois de Surmont dont l'éperon ne correspond absolument à aucun accident dans la structure.

Nous avons bien, à n'en pas douter, une plate-forme d'érosion. Et elle nous apparaît comme la suite du plateau de Nozeroy : ce sont exactement les mêmes niveaux d'érosion ; le niveau supérieur rappelle la surface de Cuvier, et, comme la surface de Cuvier, est entaillé par les formes d'un cycle inférieur à une altitude voisine de 800 mètres.

Il semble donc véritablement que nous ayons affaire encore à des fragments du plateau de Cuvier qui se trouveraient à l'Ouest de la Montagne de Fresse.

Et ici se pose un problème analogue à celui des hauteurs du Mont Bon. Une même surface d'érosion se retrouve en place de part et d'autre des hauteurs de la Montagne de Fresse ; celles-ci apparaissent donc comme un monadnock, mais c'est un monadnock d'une espèce toute particulière.

1° Nous avons bien affaire à un monadnock, car la Montagne de Fresse, surgissant au milieu d'une surface déjà nivelée, n'aurait pas manqué d'en interrompre la régularité.

Il suffit, pour s'en convaincre, de voir, par contraste, ce qui s'est passé du côté de la Forêt Domaniale de Bonlieu, où tout indique le soulèvement récent.

Au pied des hauteurs qui forment cette forêt, la plate-forme du Franois s'arrête brusquement comme devant un mur. La vue est dominée à l'Est d'Ilay (1) par cette barrière continue qui atteint tout d'un coup une altitude relative de 150 mètres ; aucun témoin ne précède ces hauteurs ; les vallées qui longent leur pied sont insignifiantes, et sans aucun rapport avec le relief ; les rivières qui leur sont perpendiculaires, comme le Hérisson, mordent à peine sur leurs versants, et c'est par un tunnel que la voie ferrée d'Ilay à La Chaux-du-Dombief doit franchir la Forêt de Bonlieu. On se trouve nettement ici en présence d'une dénivellation d'origine tectonique : le relief est postérieur à la formation de la surface voisine.

La Montagne de Fresse, au contraire, au lieu d'interrompre brusquement les plateaux voisins, forme une bosse qui accidente à peine leur surface. L'impression de chaîne n'est due qu'aux vallées entaillées dans les terrains tendres, vallée de l'Angillon, particulièrement, creusée jusqu'à l'altitude de 660 mètres. Faisons abstraction de ces vallées, évidemment récentes ; nous trouverons une surface qui prolonge la plate-forme du Franois (Fig. 19) avec ses points hauts à 850 mètres d'altitude en moyenne. Vers le Sud seulement apparaît une croupe à 888 mètres qui, d'ailleurs, a tout à fait l'allure d'un monadnock.

Il en est de même des hauteurs qui prolongent, au Sud, la Montagne de Fresse ; elles sont à des altitudes voisines de celles du plateau du

(1) Hameau de la commune de La-Chaux-du-Dombief.

Franois, et, malgré les entailles d'érosion qui les séparent, il est facile de les raccorder.

Ce sont les Bois de la Côte Poire à 840 mètres ; rien ne semble les distinguer des Bois de Surmont qui leur font face, avec leur point culminant à 840 mètres également.

Plus au Sud, les Bois-derrière-Cornu et les Bois des Cressets à 840 mètres correspondent de même aux hauteurs à l'Est du Fioget.

Les hauteurs du Bois de Sapois qui n'ont pas plus de 730 mètres semblent faire exception ; mais, isolées entre deux rivières, elles ne sont qu'un témoin rabaissé par l'érosion, comme le Rivel (789 mètres).

Dans l'ensemble, toutes ces buttes ne sont donc que la suite de la plate-forme du Franois ; on ne saurait les expliquer sans admettre que l'érosion qui sculpta la plate-forme s'est exercée aussi sur elles ; elles datent de la même époque que les surfaces du Franois et de Cuvier, et si certaines parties de la Montagne de Fresse s'élèvent un peu plus haut, ce ne sont que des hauteurs résiduelles, des monadnocks.

2° Et cependant l'érosion ne suffit pas à expliquer ces monadnocks ; ce n'est pas simplement le relief résiduel dû à une plus grande dureté des roches ou à une érosion affaiblie.

La zone très bouleversée de la Montagne de Fresse (Fig. 19) se marque par un brusque redressement des couches vers l'Est, puis par une faille qui met en contact le bathonien ou le bajocien avec le portlandien, mais les roches ainsi amenées à la surface (le lias excepté), sont les mêmes que sur les plateaux voisins où aucun relief ne les souligne.

Et, en ce qui concerne l'érosion, elle devait être d'autant plus active que la Montagne de Fresse se trouve à l'Ouest du plateau de Cuvier, et le nivellement y devrait être plus parfait. Le redressement même des couches de terrains a permis aux cours d'eau de creuser jusqu'au lias et même au trias (au Nord des Nans), et l'érosion en devrait être facilitée.

Nous sommes en face du même problème que dans les hauteurs du Mont Bon, existence de monadnocks conformes à la structure et qu'on ne peut expliquer par l'évolution normale. Il semble légitime de donner à ce problème la même solution dans les deux cas.

Nous retrouvons dans la Montagne de Fresse les calcaires compacts du bathonien moyen qui expliquent une résistance plus grande à l'érosion ; nous y retrouvons surtout les caractères karstiques encore accrus par le violent redressement des couches qui facilite l'infiltration des eaux.

Il s'agit là de monadnocks qui se sont conservés sur la surface de Cuvier ; la véritable limite de cette surface vers l'Ouest n'est donc pas formée par la Montagne de Fresse, mais par l'escarpement de Bonlieu et du Franois.

III. — *Rapprochement des plateaux de Cuvier et d'Ornans*

L'étude de la surface de Cuvier nous a ainsi amenés à rapprocher le plateau de Nozeroy de celui d'Ornans. On considérait volontiers autrefois que le plateau de Nozeroy, seul entre les plateaux, n'avait pas son symétrique dans le Nord, à cause de sa haute altitude, et on l'isolait, après avoir relié le plateau d'Ornans à celui de Champagnole. Nous dirons, au contraire, que, seul, le plateau de Nozeroy peut être rattaché à celui d'Ornans.

Les plateaux d'Ornans et de Cuvier présentent, en effet, bien des caractères communs :

1° L'état d'avancement de ces deux surfaces d'érosion est sensiblement le même. Autour d'Ornans ou de Vercel, comme autour de Nozeroy, ce sont les mêmes surfaces, sensiblement planes, parsemées de quelques bosses, qui tranchent les affleurements de couches d'âges géologiques différents.

2° Dans un cas comme dans l'autre, ces surfaces représentent ce que nous connaissons de plus ancien dans la région ; toutes les autres formes apparaissent, soit comme l'œuvre d'érosions qui ont entamé ces surfaces, soit comme les résultats de bouleversements qui les ont disloquées.

3° Les deux surfaces sont surmontées par des monadnocks, et sous des formes sensiblement identiques. Sur le plateau d'Ornans, ce sont les hauteurs du Mont Bon et celles de Pierrefontaine ; sur le plateau de Nozeroy, c'est la montagne de Fresse. Et les surfaces d'érosion entourent et débordent ces reliefs qui paraissent bien s'être constitués de la même façon.

4° Les deux monadnocks sont plus ou moins dans le prolongement l'un de l'autre. La montagne de Fresse, de direction Nord-Sud, si elle n'était déviée un peu avant d'arriver au Poupet par les chaînes Sud-Ouest-Nord-Est, plus récentes, viendrait se perdre dans les hauteurs qui dominent Salins. Et c'est là qu'aboutissent également les failles qui prolongent le Mont Bon et qui prennent précisément dans la région du Poupet une direction Nord-Sud. Comme, d'autre part, ce nœud du Poupet a été l'objet de toute une série de décrochements postérieurs, il est évident qu'on ne peut y chercher la continuité parfaite entre le Mont Bon et la Montagne de Fresse.

Tout cela semble bien indiquer que les surfaces d'Ornans et de Cuvier se sont formées en même temps. Leur évolution s'est terminée du moins à la même époque, avant qu'ait été effacé le soulèvement Mont Bon-Montagne de Fresse qui leur est commun. Il ne reste plus qu'à étudier si elles pouvaient se raccorder.

Ces deux surfaces sont toutes proches. Elles ne sont guère séparées que par la double ligne de hauteurs enserrant le plateau de Levier, large de 7 à 8 kilomètres du Nord au Sud.

Ces hauteurs leur sont manifestement postérieures, car, de part et d'autre, on voit monter lentement la surface ancienne. C'est ce que nous avons déjà observé autour de Plénisette, par exemple, au Sud de la combe de Boujailles. C'est ce que l'on observe également au Sud d'Amancey et de Déservillers sur le plateau d'Ornans.

Mais, s'il est difficile de suivre la surface ancienne dans cette zone de dislocations presque contiguës, on peut en retrouver des traces qui permettent d'établir le passage du plateau de Cuvier au plateau d'Ornans.

C'est d'abord le plateau de Levier lui-même. Nous avons autour de Levier une surface d'érosion très nette qui ne s'explique pas dans les conditions topographiques actuelles. On n'a, pour s'en convaincre, qu'à traverser le plateau du Sud-Ouest au Nord-Est ; après les bassins fermés que l'érosion a récemment approfondis (région de Dournon), on trouve, en effet, au Nord-Est de Levier, un étroit et long plateau formé d'une série de bosses à 750 mètres d'altitude environ, séparées par des vallées sèches et des dépressions karstiques (Fig. 20).

Ce plateau apparaît manifestement comme un fond de synclinal ; au Nord et au Sud, sa surface se relève lentement, vers les hauteurs d'Amathay au Nord, vers celles de Boujailles au Sud.

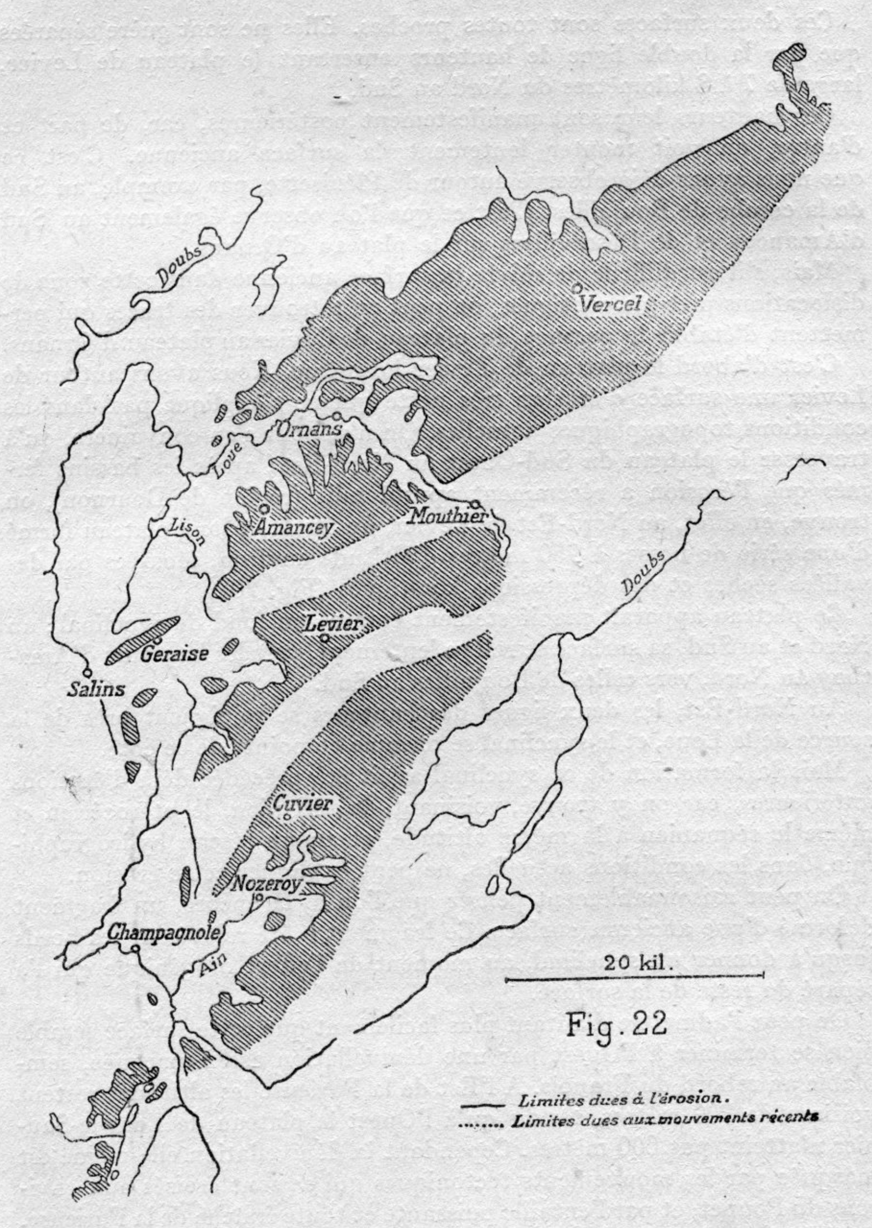
Au Nord-Est, les deux lignes des hauteurs se rejoignent près de la source de la Loue, et le synclinal se termine en pointe de ce côté.

Mais la formation de ce synclinal avait été précédée déjà d'érosions antérieures, car on y trouve, voisinant, le virgulien, le ptérocérien et même le séquanien à la même altitude, et aucun réseau hydrographique, dans les conditions actuelles, ne peut expliquer cette érosion.

On peut raisonnablement penser que l'on a, là encore, un fragment déformé d'une ancienne surface. Ce fragment a été relevé sur les bords jusqu'à donner un synclinal, au moment de l'effort orogénique qui l'a séparé du reste de la surface.

On peut l'admettre d'autant plus facilement que cette surface semble bien se terminer à l'Ouest par une dénivellation assez marquée, semblable au rebord du Franois. A l'Est de la Furieuse les altitudes restent voisines de 700 mètres, tandis qu'à l'Ouest le plateau de Lons-le-Saunier n'atteint pas 600 mètres. Cependant la dénivellation elle-même est masquée par les mouvements tectoniques qui se sont croisés aux environs du Poupet, et par l'entaille puissante et toute fraîche de la Furieuse. Et il devient ainsi de plus en plus difficile d'identifier la surface ancienne dans ces régions de plissements et de dislocations intenses.

En dehors du plateau de Levier proprement dit, d'autres surfaces moins étendues apparaissent encore comme des fragments d'une an-



LA PÉNÉPLAINE D'ORNANS

Echelle, 1/600.000 env.

cienne surface d'érosion disloquée. On les trouve surtout autour de Salins, à des altitudes assez élevées. Tel est, par exemple, le plateau de Géraise, que l'on embrasse du sommet du Poupet dans toute son horizontalité. De Géraise à Clucy, l'érosion dans les marnes n'altère pas sensiblement la régularité de la surface qui recoupe les couches inclinées vers l'Est. Plus au Sud, les points hauts autour de Dournon définiraient une surface analogue.

Il y a là, sans doute, des fragments isolés et soulevés, d'une ancienne surface d'érosion, rien n'expliquant leur formation dans les conditions acutelles. Et comme la régularité de ces plateaux ne peut venir que d'une ancienne surface très étendue, nous ne pouvons pas ne pas les rattacher à la surface voisine des plateaux d'Ornans et de Levier (1).

Il est, dans ces conditions, tout à fait légitime de penser que l'on a affaire à un seul et même plateau qui, autrefois, se poursuivait depuis la région du Lomont au Nord jusque vers St-Laurent au Sud, de Salins à l'Ouest jusqu'à Pierrefontaine à l'Est. Ce plateau a été, depuis, rongé par l'érosion, si bien que nous n'en pouvons guère définir les anciennes limites et il a été, d'autre part, disloqué par des mouvements ultérieurs qui en masquent aujourd'hui la continuité (V. Fig. 22).

(1) Les plateaux de Levier ou de Géraise représentent le cas limite dans l'ensemble des plateaux déjà étudiés. Ceux-ci nous sont apparus, en effet, comme des surfaces d'érosion plus ou moins déformées et relevées sur leurs bords. Le plateau de Levier n'est pas différent des autres à ce point de vue ; mais sa faible largeur lui donne, de façon plus marquée, l'apparence d'un synclinal. Tels sont les *plateaux-vallons*, définis par L. Rollier à propos des plateaux de Maîche et du Russey, « synclinaux élargis par une distance plus considérable qu'à l'ordinaire des chaînons limitrophes ». (*Le plissement de la chaîne du Jura*. **135**, p. 406).

C'est sur de telles formes que l'on peut s'appuyer pour soutenir l'existence de deux cycles d'érosion dans le massif du Jura tout entier ; le plateau de Levier formerait alors une transition entre les plateaux proprement dits et les synclinaux étroits du Jura oriental et méridional sur lesquels se moule exactement la topographie. Dans cette hypothèse, le val du Jura méridional n'est qu'un fragment de pénéplaine incurvé en synclinal, suivant la forme esquissée sur le plateau de Levier. Mais, si l'hypothèse peut être sujette à discussion pour le Jura méridional, elle repose sur des arguments solides pour la région de Levier, située au centre de pénéplaines reconnues.

CHAPITRE VI

LE PREMIER PLISSEMENT ET LA FORMATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DE LA PÉNÉPLAINE

I. — *Le premier plissement*

Nous avons prouvé l'existence d'une ancienne surface d'érosion, et nous en avons analysé les divers éléments. Cette pénéplaine, parfaitement nette autour d'Ornans, nous l'avons suivie au Nord jusqu'au Cuisancin, au Sud jusqu'aux environs de Nozeroy.

Nous voudrions maintenant préciser les événements qui en marquèrent l'évolution.

Ce sont eux, en effet, qui, en la parsemant de reliefs, en fixant les grandes lignes du drainage, lui ont donné l'aspect sous lequel elle subsiste aujourd'hui.

Les reliefs que nous avons déjà étudiés à la surface de la pénéplaine s'alignent suivant des directions bien définies. Et cela nous permet de reconstituer les mouvements qui leur ont donné naissance.

Le plissement Mont Bon-Montagne de Fresse semble bien, nous l'avons vu, constituer un seul plissement qui aurait été disloqué autour de Salins (1).

Nous avons ainsi un long bourrelet, dirigé grossièrement du Nord au Sud, qui se tord sur lui-même entre l'Hôpital-du-Gros-Bois et Granges Vienney, donnant le relief si caractéristique des environs de Mamirolle.

Vers le Nord, il aboutit au champ de failles d'Orsans et rejoint le soulèvement Est-Ouest du Signal d'Armont.

Vers le Sud, la montagne de Fresse se prolonge par la ligne de dislocation que suivent l'Ain en amont de Syam, puis la Lemme sur presque

(1) E. Fournier observe que les failles de l'Heute semblent prolonger celles de Mamirolle ; mais les anciennes lignes de direction ont été remaniées lors du soulèvement de l'Heute, dans le voisinage de cette chaîne (*Notice de la carte géologique au 1/80.000. Feuille de Besançon, 2e édit.*).

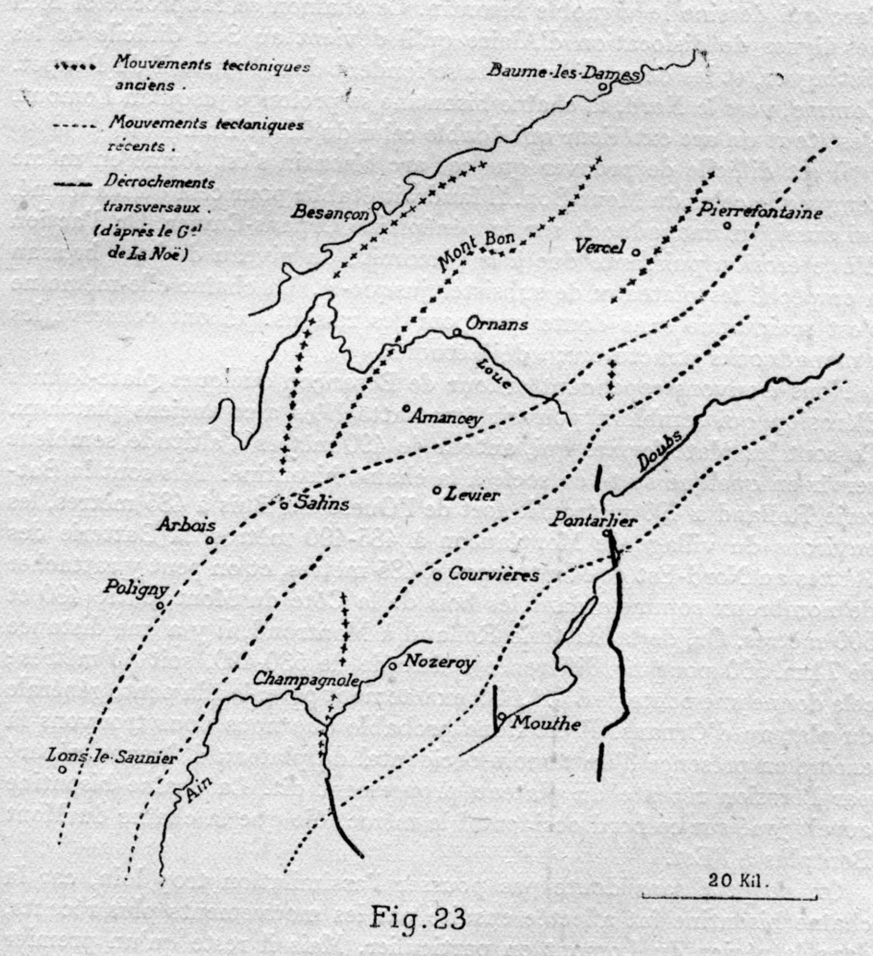


Fig. 23

LES MOUVEMENTS TECTONIQUES DES PLATEAUX.
Echelle, 1/880.000

tout son cours, et qui se continue en s'infléchissant légèrement jusque dans la région de Saint-Laurent.

Nous croyons qu'il faut rattacher à ce plissement Mont Bon-Fresse l'arc qui dessine le vignoble bisontin. Ce chaînon se rapproche si bien des lignes de dislocation d'Alaise qu'il devient au Sud difficile de les distinguer, et les deux plissements se fondent dans le massif du Poupet. Comme, vers le Nord, la chaîne bisontine se prolonge jusqu'au Lomont, c'est tout un arc extérieur qui double celui du Mont Bon.

Il est difficile de prouver que cet arc bisontin s'est formé en même temps que celui du Mont Bon. Il faudrait établir pour cela qu'il a formé, lui aussi, un monadnock sur la pénéplaine Ornans-Cuvier. Or, l'action d'une érosion puissante due à la proximité du niveau de base bressan a empêché les plateaux de subsister jusque-là. La chaîne elle-même ne s'est maintenue sans doute que pour les raisons qui ont conservé les « monadnocks structuraux » déjà étudiés.

Nous trouvons cependant autour de Besançon quelques plate-formes d'érosion qui semblent pouvoir être rattachées aux anciens plateaux. Ce sont les plate-formes qui, autour de 490 mètres d'altitude, semblent servir en quelque sorte de socle à la chaîne bisontine. Tels sont la Batterie Rolland à 490 mètres, le fort de l'Ouest des Buis à 485 mètres, les environs du village de Montfaucon à 485-490 mètres, la Batterie des Rattes au Nord-Est de Montfaucon à 485 mètres, et on peut y rattacher de nombreux sommets dans les bois de la Côte du Mont, entre 480 et 500 mètres. Or, de la Batterie Rolland à Montrond, il y a une distance de 7 km. 500 pour une différence d'altitude de 530-490, soit 40 mètres ; cela donne une pente de 5 p. 1.000, exactement pareille à la pente générale du plateau d'Ornans. Il est donc probable que nous nous trouvons là encore en présence d'un témoin occidental du plateau d'Ornans, séparé par l'érosion récente du plateau proprement dit. La chaîne bisontine aurait joué sur ce bord occidental le même rôle que la chaîne du Mont Bon plus à l'Est.

On ne peut sans doute pas pousser l'assimilation trop loin, car la chaîne bisontine fut affectée ensuite par les mouvements plus récents, dans la région du Lomont en particulier. Mais il reste qu'un premier soulèvement a dû doubler à l'Ouest le Mont Bon dont il était contemporain.

Enfin, à l'Est de Vercel, nous avons vu que le plateau de Pierrefontaine était séparé de celui de Vercel par une ligne de hauteurs qui s'était formée en même temps que celle du Mont Bon. Ces hauteurs vont rejoindre vers le Nord celles du Signal d'Armont et forment, vers le Sud, l'anticlinal de Goux-les-Usiers.

Nous avons ainsi trois lignes de dislocations, chaîne bisontine, Mont Bon, hauteurs de Pierrefontaine, généralement marquées par des

anticlinaux et qui ont la forme d'arcs de cercle à très grands rayons (Fig. 23).

Elles ne sont pas absolument indépendantes les unes des autres, car la première et la deuxième se rejoignent vers le Sud, tandis que la deuxième et la troisième se rapprochent au Nord. Cette bifurcation d'anticlinaux est un phénomène courant dans les montagnes plissées, et les exemples en sont nombreux dans les chaînes orientales du Jura (1). Les hauteurs du Mont Bon jouent ici le rôle d'une chaîne de liaison ; c'est une véritable ondulation transversale, pour prendre une expression qu'E. Fournier applique à des chaînes situées plus au Sud.

Ces lignes de hauteurs devaient atteindre, à leur origine, des altitudes sensiblement égales. Les sommets entre Vercel et Pierrefontaine, qui dépassent, nous l'avons vu, 800 mètres n'ont en réalité qu'une altitude relative de 140 mètres au-dessus du plateau. C'est précisément l'altitude relative de la côte d'Auroz, point culminant des hauteurs qui font suite au Mont Bon. Seule la chaîne bisontine reste, malgré tout, à une altitude un peu inférieure puisqu'au fort de Montfaucon, son point culminant, elle dépasse à peine 600 mètres, soit environ 110 mètres d'altitude relative. Mais l'érosion fut ici particulièrement intense et, de plus, il s'agit de l'arc externe où la poussée tangentielle fut moins forte.

Ce sont là les plus importants des plissements antérieurs à l'élaboration de la pénéplaine.

Il y eut en outre quelques plissements secondaires qu'il est aujourd'hui difficile de distinguer (2). Par exemple, on ne peut guère expliquer autrement les pointements rocheux qui, sur le plateau de Cuvier, à l'Est de Boujailles et au Nord de Courvières, apparaissent à travers le glaciaire. Ils appartiendraient à une chaîne bien moins marquée située entre les hauteurs de Vercel et la Montagne de Fresse.

Tout cet ensemble constitue un premier groupe de plis, déjà ancien, distinct des grandes chaînes de l'Est. Mais il semble qu'on puisse en suivre les directions jusqu'à travers ces chaînes elles-mêmes.

Si on prolonge la ligne de dislocation au Sud de la Montagne de Fresse, on atteint, entre St-Laurent et Gex, une série d'accidents morphologiques bien alignés qui tranchent du Nord au Sud les hautes chaînes orientales, sans que, d'ailleurs, la carte géologique les souligne d'aucune faille : c'est le cours supérieur de la Bienne qui, en amont de

(1) Citons, par exemple, dans le Nord, les bifurcations qui entourent le Val de Ruz, le Val Saint-Imier ou, dans le Jura méridional, les bifurcations de Brenod, du Val Romey. La carte structurale dressée par le Général DE LA NOË et publiée par Emm. DE MARGERIE, éliminant les effets de l'érosion, reproduit ces phénomènes de façon frappante.

(2) V. *infra*, chap. VI.

Morez, coupe par une cluse le Mont Risoux ; c'est ensuite le décrochement entre la Dôle et le Colomby de Gex, dans l'anticlinal du Reculet ; c'est, enfin, l'ensellement du col de la Faucille. Cette suite d'accidents forme un des grands décrochements transversaux du Jura, et elle apparaît particulièrement nette sur les cartes d'ensemble du massif (1).

Les hauteurs de Pierrefontaine et Goux-les-Usiers semblent bien se continuer aussi par une ligne de dislocation reconnue depuis longtemps ; c'est le grand décrochement de Pontarlier qui forme la coupure la plus marquée à travers le Jura oriental.

Enfin les soulèvements que nous avons soupçonnés à l'Est de Boujailles s'alignent avec la faille de Mouthe, transverse, elle aussi, par rapport aux chaînes.

Il est frappant que les trois seuls décrochements qui traversent le Jura central correspondent aux plissements que nous avons décrits et qu'inversement chacun de ces plissements se prolonge par un décrochement.

Il est naturel de penser, il est vrai, que ces décrochements sont postérieurs à la formation des chaînes orientales ; ils se seraient alors produits bien après le plissement Mont Bon-Montagne de Fresse, qui est lui-même antérieur à ces chaînes. Mais il semble aussi que les chaînes aient pu croiser des accidents structuraux préexistants, et ces accidents, peut-être rajeunis, auraient déterminé les décrochements.

D'autre part, H. Schardt (2) suppose que les décrochements sont dus à la présence de vallées antérieures qui auraient morcelé l'effort orogénique. Et il remarque à ce propos que les accidents transversaux décrochent en général le sommet des plis et non leur base. Sans entrer dans une discussion qui sort de notre sujet, nous retiendrons que, dans cette hypothèse, les alignements de vallées pourraient bien être dus déjà à des alignements structuraux préexistants.

Ainsi, il semble bien que les plissements de la pénéplaine se soient prolongés vers le Sud, à travers la région actuelle des Hautes-Chaînes (3).

Il y a eu là tout un ensemble de soulèvements qui a constitué le premier plissement du Jura. Et il nous semble impossible de ne pas admettre la division, en deux séries, des plissements jurassiques.

(1) Cf., par exemple, A. Heim. *Geol. der Schweiz.* 88, I, pl. XV, p. 381.

(2) H. Schardt. *Les cours d'eau pliocéniques et les accidents transversaux de la chaîne du Jura.* **149.**

(3) Nous devons rappeler ici l'opinion de J. Révil pour qui, dans les Alpes, les ondulations transversales sont dues à l'existence de petits massifs antérieurs au plissement définitif. On peut même se demander si certains décrochements des Préalpes ne pourraient pas être mis en rapports avec la tectonique du Jura. Les dépressions tranversales y sont, en effet, particulièrement marquées à l'Ouest, et vont en s'atténuant vers l'intérieur du massif (A. Cholley, *Les Préalpes de Savoie.* **39**, p. 24-26).

Cette distinction a déjà été souvent proposée.

Dans la carte oro-tectonique de J. Deprat (1), au 1/400.000, on voit figurer par deux signes distincts ces deux séries de plissements dans la région de Besançon.

A la première série appartiennent les chaînes qui surplombent immédiatement Besançon ; à la deuxième série, la chaîne de Salins à Mouthier.

E. Fournier (2) reprend cette division ; il classe en plus dans la première série les plis à l'Ouest du Doubs et, peut-être, les dénivellations tectoniques des plateaux ; la chaîne du vignoble de Lons-le-Saunier et celle de l'Heute constituent la deuxième série, avec l'ondulation transversale Salins-Mouthier.

Et E. Bourgeat (3) remarque également que les montagnes jeunes au Sud du Poupet s'opposent à la région déjà vieille qui leur fait suite au Nord.

Nous croyons qu'il y a là un fait indéniable. Le Jura, parmi les montagnes de plissement, est un massif polygénique, par opposition aux massifs monogéniques qui devraient leur origine à un seul plissement (4).

Les auteurs qui n'ont parlé que d'un seul plissement, celui des grandes chaînes, n'ont eu, en général, à considérer que le Jura oriental ou méridional. Et cependant A. Heim lui-même admet qu'il y eut dans le plissement plusieurs périodes. Ce plissement dura en effet très longtemps, puisqu'il eut lieu pendant tout le pontien-pliocène, et que, selon les périodes, le soulèvement ou l'érosion l'emportaient (5). Il y eut donc des crises tectoniques, et nous sommes parfaitement d'accord avec A. Heim si nous retenons particulièrement deux crises qui nous semblent représenter les deux grands plissements du Jura.

A. Amsler parle plus nettement d'un premier plissement du Jura à l'Ouest coïncidant avec un soulèvement de l'Est, puis, après une longue phase de dénudation, d'un deuxième plissement qui fut le principal (6).

Nous pouvons donc penser qu'il y a eu dans le Jura une première série de plissements et de dislocations, antérieure aux grandes chaînes ; à ces mouvements tectoniques appartiennent sur les plateaux la chaîne bisontine, la montagne de Fresse, la chaîne du Mont Bon, les hauteurs

(1) J. Deprat. *Croquis tectonique de la région comprise entre Besançon et Salins.* Reprod. *in* de Margerie, ***Bibliographie du Jura.*** **110**, p. 98.

(2) E. Fournier. *Nouvelles études tectoniques*, 1904. **63**, p. 512 ; cf. *Notice de la carte géologique.* Feuille de Besançon, 2e édit.

(3) E. Bourgeat, *Le Mont Poupet.* **16**.

(4) Cf. F. Machatschek. *Geomorphologie.* **104**, p. 69.

(5) A. Heim. *Geol. der Schweiz.* **88**, I, p. 645.

(6) A. Amsler. *Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie.* **2**, p. 514.

entre Vercel et Pierrefontaine (Fig. 20). Nous en trouvons la preuve, pour notre compte, dans le rapport de ces hauteurs avec les surfaces d'érosion voisines. Ce plissement est celui auquel appartiennent les monadnocks de la pénéplaine.

Tels sont du moins les reliefs qui subsistent encore ; mais une bonne partie des ondulations lâches, qui apparaissent si nettement sur la carte structurale, et qui ont aujourd'hui disparu de la topographie, doivent être rattachées à cet effort orogénique. C'est ainsi, par exemple, que la cuvette synclinale d'Ornans semble bien correspondre aux soulèvements voisins et en particulier au soulèvement du Mont Bon.

Mais comme ces ondulations, actuellement effacées, ne se traduisent plus guère que dans le tracé des cours d'eau, nous les étudierons en essayant de reconstituer le réseau hydrographique de la pénéplaine.

II. — *La formation du réseau hydrographique sur la pénéplaine*

Dans la pénéplaine morte, les cours d'eau ont le plus souvent disparu par infiltration ; mais les plus importants d'entre eux ont subsisté, en approfondissant leurs vallées, et leur réseau est sans doute demeuré intact jusqu'à la dislocation postérieure de la pénéplaine. Ils nous permettent de reconstituer dans une certaine mesure le réseau qui modela l'ancienne surface.

La Loue sur le plateau d'Ornans

Les formes du plateau d'Ornans correspondent, en effet, à l'existence d'une rivière maîtresse sur l'emplacement actuel de la Loue. Les surfaces d'érosion les plus caractéristiques s'inclinent vers cette rivière, particulièrement au Nord, comme vers une gouttière. La pente, peu accentuée, de 2 à 3 p. 1.000 (1), représente assez bien la pente d'une surface d'érosion dans le sens perpendiculaire au drainage. On peut donc penser que le plateau d'Ornans, surface d'érosion fluviale, a été modelé par les affluents et sous-affluents d'une rivière qui devait se trouver dans le voisinage de la Loue actuelle.

Il y a plus : le tracé même de la Loue, tel qu'il se dessine aujourd'hui, évoque un fleuve de pénéplaine. On ne peut en effet l'expliquer qu'en le supposant formé sur une surface à peu près horizontale, telle que devait être primitivement le plateau d'Ornans.

(1) Le plateau d'Ornans est à l'altitude de 660 mètres à l'éperon de Belvoir et à celle de 560 mètres autour d'Ornans, 40 kilomètres plus au Sud, ce qui donne une pente de 2,5 p. 1.000. De même, entre Villers-Chief (665 mètres) et Lavans-Vuillafans (625 mètres), distantes de 20 kilomètres, la pente est de 2 p. 1.000.

La haute vallée, d'Ouhans à Mouthier, présente très nettement le caractère d'une vallée à méandres encaissés. La carte d'État-Major au 1/80.000 le fait déjà apparaître ; cela s'impose quand on peut apercevoir la vallée d'enfilade, comme on le fait des bords de la route un peu en amont de Mouthier, ou, mieux, du hameau de Hautepierre au-dessus de cette route. Ces méandres sont plus nets encore en aval de Mouthier, où ils avaient déjà été notés par Machatschek (1) (Pl II B).

Les roches au milieu desquelles coule la rivière offrent sensiblement la même résistance et ne suffisent par conséquent pas à expliquer ces détours ; il est donc normal de penser que la Loue a coulé autrefois à la surface du plateau en y décrivant des méandres, et que ces méandres se sont ensuite encaissés par suite d'abaissement du niveau de base (2).

Sans doute, il n'est pas normal de voir une rivière décrire des méandres si près de sa source ; dans le profil régularisé d'un fleuve, la partie amont est toujours celle qui présente la pente la plus raide. Mais il s'agit ici d'une rivière due à une résurgence ; le profil ne s'arrête pas à la source et devrait être prolongé par le profil de la rivière souterraine ; de plus, tout fait supposer que la Loue est une rivière décapitée, dont l'ancien cours amont est aujourd'hui représenté par la vallée sèche au Sud-Est d'Ouhans.

La Loue a donc bien dû développer ses méandres sur la surface du plateau avant de les encaisser. Mais elle n'a pu le faire que sur un plateau sensiblement horizontal. La pente actuelle de 5 p. 1.000 est trop forte pour la formation de méandres qui exigent une pente inférieure à 0,8 p. 1.000 (3). Le cours s'était donc établi avant le relèvement du plateau d'Ornans vers l'Est.

Ainsi la Loue coule bien sur l'emplacement de la rivière qui drainait autrefois le plateau, et elle représente l'artère principale de la pénéplaine.

Comme il arrive pour tout drainage de pénéplaine, son tracé dépendra uniquement des circonstances où elle s'est trouvée lors de la formation de la pénéplaine.

Les conditions de structure antérieures à cette formation peuvent donc seules avoir une influence et le réseau doit être indépendant des modifications qui ont pu surgir ultérieurement. Il est ainsi tout à fait normal que le réseau de la Loue corresponde à la structure de la péné-

(1) *Der Schweizer Jura.* **102**, p. 105.

(2) V. *infra*, quatrième partie, chap. III, la discussion de l'hypothèse d'E. Fournier pour qui le canyon actuel de la Loue est dû tout entier à l'effondrement de la voûte d'un ancien cours d'eau souterrain.

(3) D'après une communication de Mlle Tolmer au Groupe d'Études de l'Institut de Géographie (Faculté des Lettres de Paris) en date du 5 mai 1922 ; cf. Emm. de Martonne, *Traité de Géog. phys.* **117**, 4e édit., p. 569.

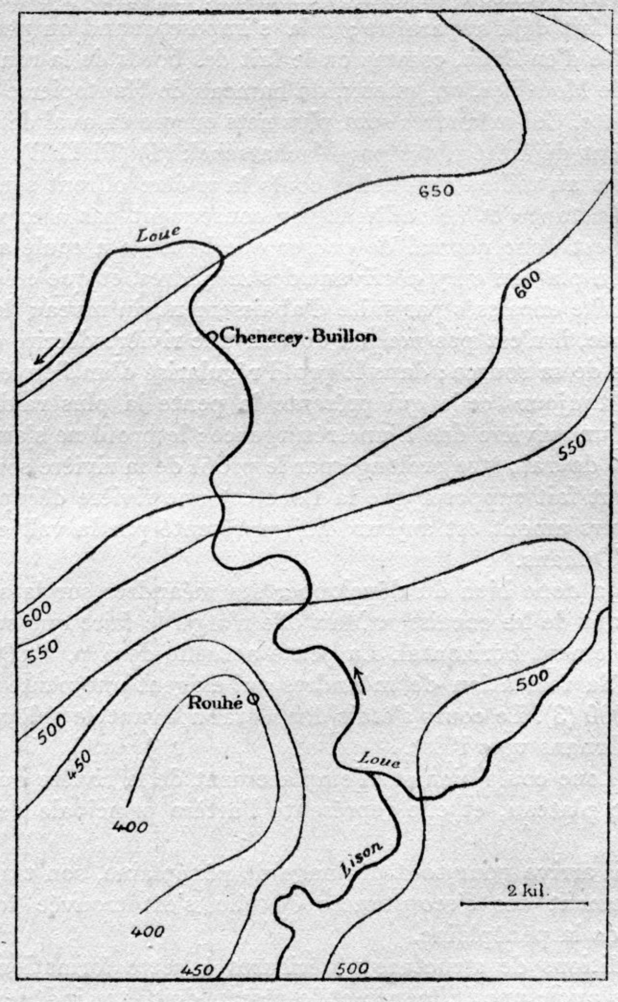


Fig. 24

CARTE STRUCTURALE REPRÉSENTANT LA SURFACE SUPÉRIEURE DE L'OXFORDIEN, AU VOISINAGE DE LA LOUE, DANS LA RÉGION DE CHENECEY.

D'après la carte géologique au 1/80.000 et les levés du Service Géographique de l'Armée au 1/20.000. Echelle, 1/115.000. Equidistance des courbes, 50 mètres.

plaine et qu'il soit adapté en particulier aux soulèvements contemporains du Mont Bon.

La carte structurale du Général de La Noë (1) est particulièrement nette à cet égard : le tracé de la Loue y semble exactement calqué sur la structure actuelle.

Non seulement Ornans se trouve au centre d'une cuvette synclinale dont la Loue occupe précisément un diamètre ; mais la Loue sort du plateau d'Ornans, entre Malbrans et Amondans, en profitant de l'abaissement de l'anticlinal du Mont Bon. Celui-ci se trouve en effet réduit, au Sud de Malbrans, à n'être plus qu'un renflement à peine indiqué ; le rejet des failles de Mamirolle, d'une part, et de Lizine, d'autre part, diminue fortement et ces failles délimitent au Nord-Ouest de Cléron un fossé tectonique qui semble avoir déterminé la position de la Loue.

Cependant, la concordance même du réseau hydrographique avec la structure n'est qu'approximative. La carte structurale du Général de la Noë laisse apparaître une coïncidence à peu près complète ; et Emm. de Margerie s'est appuyé sur elle pour prouver l'existence d'un cycle unique dans le Jura. Mais, en réalité, cette carte, établie au 1/400.000 ne peut rendre que les grandes lignes de la structure. Nous avons essayé, pour une fraction du cours moyen de la Loue, d'établir une carte semblable au 1/80.000, d'après les mêmes principes, et en prenant comme repère la surface supérieure de l'oxfordien (2). On voit que l'effet est très différent. La Loue est bien loin d'occuper exactement le fond du synclinal. Dans la région de Rouhe, notamment, au lieu de se diriger vers la cuvette structurale où la surface de l'oxfordien est à moins de 400 mètres, elle suit les flancs de cette cuvette. Et même, entre Rouhe et Chenecey, elle coule dans le sens contraire à la pente structurale.

Il y a donc contradiction entre l'impression laissée par une carte structurale d'ensemble comme celle du Général de la Noë et les résultats d'une étude de détail.

Plusieurs explications peuvent rendre compte de cette contradiction.

On peut supposer tout d'abord que nous avons affaire à deux séries de plissements à peu près calquées l'une sur l'autre, et qui furent séparées dans le temps par une période de planation. Le réseau hydrographique, établi en conformité avec le premier de ces plissements, n'a aucune raison d'obéir au second ; il pourra cependant y paraître con-

(1) Emm. de Margerie. *Bibliographie du Jura.* **110**, pl. I.

(2) On a reporté sur un calque les contours géologiques de la carte au 1/80.000 (feuille de Besançon, 2e édition) et après avoir établi les cotes d'après les plans directeurs au 1/20.000, on a ajouté ou retranché les hauteurs correspondant aux épaisseurs de couches indiquées dans la notice (Pour J^1, dont l'épaisseur est portée variant de 15 à 30 mètres, on a pris 15 mètres) Fig. 24.

forme dans la mesure où les deux plissements se répéteront. Mais, en réalité, rien ne nous permet de confirmer cette hypothèse ; nous ne trouvons aucune preuve de plissements qui se seraient formés sur le plateau d'Ornans avant les hauteurs du Mont Bon : il faudrait les inventer de toutes pièces pour les besoins de la cause.

On peut admettre aussi que les reliefs dus au plissement ont été noyés sous une masse de débris meubles (mollasse ?) d'où n'émergeaient que les principaux d'entre eux. Le réseau hydrographique établi sur cette couverture a respecté les hauteurs émergées et paraît ainsi conforme à la structure ; le phénomène de surimposition explique qu'il en soit tout à fait indépendant par ailleurs, et qu'une fois les matériaux meubles déblayés ce double caractère subsiste. Nous ne saurions rejeter absolument cette explication qui reste fort possible. Cependant, certaines adaptations du réseau à la structure ne peuvent s'expliquer ainsi ; c'est ce qui arrive, par exemple, dans les synclinaux peu accentués comme la cuvette d'Ornans.

Ces différentes explications ont, de plus, l'inconvénient de faire intervenir de nouveaux éléments pour les problèmes du réseau hydrographique ; on peut se demander si les problèmes de la Loue ne sont pas identiques à ceux de la pénéplaine qu'elle a modelée et drainée, et s'ils n'offrent pas les mêmes solutions. Sur la pénéplaine, nous avons rencontré les reliefs structuraux du Mont Bon et de la Montagne de Fresse, et nous les avons définis comme des monadnocks karstiques. Grâce au plissement, les calcaires soulevés durent échapper, en partie au moins, à l'érosion. Le même phénomène peut fort bien expliquer l'établissement du réseau hydrographique.

Au moment où le plissement se formait, la Loue a glissé peu à peu, à la surface de la pénéplaine, vers les régions synclinales ; elle le fit d'autant plus facilement que la surface était déjà très avancée quand ces soulèvements se produisaient et que les rivières devaient couler à fleur de plateau.

Mais le terme de glissement rend seulement les résultats du phénomène ; il ne faut pas l'entendre au sens d'un liquide coulant sur une table que l'on incline. Tandis que les soulèvements surgissaient, très lentement, les rivières disparaissaient dans les profondeurs du calcaire. Ainsi se trouvaient favorisées les rivières des régions synclinales qui devenaient peu à peu les artères maîtresses du drainage.

Cependant, tandis que la poussée s'accentuait, les cours d'eau réagissaient par l'érosion ; certaines rivières creusaient leur lit assez vigoureusement pour ne pas disparaître sous terre ; d'autres réussissaient à niveler les soulèvements voisins.

C'est ainsi que la Loue glissait sur l'emplacement du synclinal d'Ornans, ou, si l'on veut, que la rivière maîtresse se trouvait être, de plus

en plus, celle que favorisait la formation de ce synclinal. Mais la rivière, à son tour, attaquait les bords du synclinal en formation et ne laissait subsister d'autre pente qu'une pente d'érosion normale. Au cours de ce travail, la rivière mordait parfois sur les bords du synclinal et ne respectait plus exactement la structure.

De même le drainage principal, que représente aujourd'hui la Loue, s'est établi entre les hauteurs du Mont Bon et celles d'Alaise parce que la poussée anticlinale y était moins accentuée qu'ailleurs et qu'ainsi les cours d'eau s'y trouvaient favorisés dans leur lutte contre les rivières voisines. Puis ces rivières ont, dans cette région, fait disparaître toutes les traces de l'anticlinal et nivelé les restes de la faille de Mamirolle-Le Grateris.

L'explication que nous proposons ici s'accorde entièrement avec les conclusions précédentes sur la pénéplaine d'Ornans et les hauteurs du Mont Bon.

Mais nous la trouvons déjà esquissée dans les études d'A. Heim sur le Jura oriental. A. Heim (1), en effet, après avoir étudié les chaînes du Jura suisse, constate, lui aussi, des phénomènes qui ne peuvent s'expliquer que par la double influence du réseau hydrographique antérieur et du plissement. Il suppose alors que sous l'effet du plissement les rivières ont été amenées peu à peu à glisser vers les synclinaux, en restant le plus près possible de leur ancien tracé ; de même, les rivières perpendiculaires aux anticlinaux en formation ne vont pas simplement s'enfoncer, comme l'exigerait l'antécédence ; elles vont être détournées par le soulèvement et passeront à l'extrémité de l'anticlinal, rejoignant ensuite par un crochet leur ancien cours (2). Il va sans dire que tout cela ne peut se concevoir qu'avec des soulèvements extrêmements lents.

Il semble aussi qu'A. Amsler (3) arrive à une conclusion semblable dans la même région du Jura oriental. Le plissement et l'évolution du réseau y sont, dit-il, en étroite liaison. Il faut, pour comprendre leur histoire, transformer l'histoire des plis en histoire du réseau.

Enfin, ce phénomène est analogue à celui qu'A. Briquet a observé dans l'Artois (4). On y trouve, en effet, que la plupart des traits du réseau hydrographique s'accordent manifestement avec la tectonique ; mais un certain nombre d'anomalies sont cependant difficiles à expliquer par la simple adaptation à la structure ; c'est ainsi que plusieurs rivières traversent des anticlinaux (Course, Bras de Brosne, Sensée) ; d'autres

(1) *Geologie der Schweiz.* **88**, I, p. 679.
(2) Il semble que le crochet de la Loue vers Cléron offre un exemple semblable.
(3) *Beziehungen zwischen Tektonik...* **2**, p. 515.
(4) *Carte tectonique de l'Artois et des régions voisines.* **26**, p. 414.

ont établi une partie de leur cours en contre-pente par rapport à la disposition tectonique (Wimereux, Liane, Canche). A. Briquet hésite entre deux explications ; d'une part, il se réfère à celle dont nous avons montré le mécanisme et pour laquelle il propose le terme d'*antécédence restreinte* ; d'autre part, il pense qu'un certain nombre de mouvements orogéniques récents pourraient n'être qu'une résurrection posthume de mouvements antérieurs ; le réseau, tout en ayant l'air adapté à la structure récente, pourrait être adapté en réalité à la structure ancienne sur laquelle seraient moulés les plissements récents ; et, s'il n'y a pas adaptation complète à la structure, cela tient à ce que les mouvements récents sont plus étendus que les mouvements anciens et les débordent.

A. Briquet semble ne formuler la deuxième hypothèse qu'en pensant au double plissement admis par E. Brückner pour le Jura. Mais nous avons vu déjà qu'il était difficile d'admettre les théories d'E. Brückner sur la formation du Jura.

La théorie de l'antécédente restreinte s'accorde parfaitement avec ce que nous avons observé sur les plateaux du Jura ; elle y est singulièrement renforcée par les conclusions, auxquelles nous avions abouti de façon toute différente, sur la formation de la chaîne du Mont Bon.

Nous n'avons parlé jusqu'ici que de la vallée moyenne de la Loue, où il était plus facile d'étudier le drainage de la pénéplaine ; mais il semble que nous puissions étendre nos conclusions à l'Est du plateau. La vallée sèche, en amont d'Ouhans, tout en gardant, en gros, la direction Est-Ouest, contourne cependant les hauteurs de Goux-les-Usiers ; elle est donc, elle aussi, partiellement adaptée à la structure de la pénéplaine.

Nous pouvons donc penser que le réseau actuel s'est établi sous l'influence de poussées orogéniques vers la fin de la pénéplaine vive, assez tard pour n'avoir pas le temps de les faire disparaître complètement, assez tôt pour avoir eu déjà le temps de les niveler en partie.

Ce qu'était le réseau hydrographique antérieur, celui qui avait commencé à niveler le plateau d'Ornans, il est impossible de le préciser. Nous pouvons seulement affirmer qu'il devait déjà être dirigé vers l'Ouest puisque la surface de Vercel, d'un cycle antérieur, est à l'Est de celle de Trépot (1).

Il nous suffit ici qu'après le plissement Mont Bon-Montagne de Fresse la Loue ait représenté le drainage principal du plateau d'Ornans.

(1) Nous sommes là-dessus d'accord avec A. Penck et E. Bruckner. Ceux-ci considèrent, en effet, que le réseau hydrographique de la pénéplaine avant le dernier plissement, était celui de l'avant-pays alpin, et allait se jeter dans la Saône dupérieure. Il devait donc, en particulier, sur l'emplacement de la Loue, être dirigé se l'Est à l'Ouest (*Die Alpen im Eiszeitalter*. 27, t. II, p. 480).



FIG. 25. — LE BIEF DE LAIZINE AU NORD-EST DE DOURNON.
Levé au 1/20.000 publié par le *Service géographique de l'Armée* (Région de Besançon, feuilles 276 et 277).

Le Lison

Les vallées anciennes devaient être trop faiblement marquées autour de ce tronc principal pour qu'on puisse aujourd'hui les reconstituer ; les traces en ont à peu près complètement disparu quand leurs eaux se sont ensuite enfoncées sous terre, et il ne semble pas que l'on puisse dire maintenant quels étaient les affluents de la Loue au temps de la pénéplaine vive.

Le Lison, cependant, traverse des failles peu marquées qui prolongent les hauteurs du Mont Bon et en a sans doute triomphé comme la Loue (1). La partie aval de son cours est donc vraisemblablement contemporaine de la vallée de la Loue.

Le cours amont est fait, nous le verrons plus loin (2), d'un ancien bassin fermé, bien caractérisé, autour de Nans-sous-Sainte-Anne. Mais ce bassin fermé lui-même a dû s'établir, comme la plupart des bassins fermés du Jura, sur les débris d'un ancien réseau hydrographique. Il est impossible de ne pas être frappé par le caractère anormal des vallées du ruisseau de la Reculée et du bief de Laizine ; ces vallées prolongent vers le Sud la vallée du Lison en amont de Nans-sous-Sainte-Anne et elles sont manifestement hors de proportion avec le drainage actuel. Elles forment un long sillon qui remonte jusqu'aux environs de Dournon et va rejoindre le bassin fermé où se perd actuellement le Lemuy ou Lison du haut.

Le ruisseau de Dournon s'écoulait autrefois, à ciel ouvert, comme en témoigne cette vallée, par le bief de Laizine et le ruisseau de la Reculée vers le Lison. Il ne devait cependant pas emprunter exactement le trajet du petit ruisseau, à sec le plus souvent, qui en est aujourd'hui l'unique héritier. Il passait, peut-être, en effet, par la vallée aval du ruisseau du Bois l'Ourcière qui prolonge l'amont du bief de Laizine (3). Du carrefour des routes au Sud-Est de Sainte-Anne on ne peut pas manquer de remarquer le contraste entre la gorge étroite du bief de Laizine et la vallée affluente, très large, du ruisseau du Bois l'Ourcière (4). La différence de structure ne semble pas suffisante pour expliquer ce contraste. Le drainage aurait rejoint ensuite le ruisseau de la Reculée par l'ensellement à 595 mètres situé entre les cotes 613 et 632 et qui se trouve dans le prolongement amont du ruisseau de la Reculée ; ces

(1) De même, un peu plus à l'Est, le ruisseau de Malans traverse la faille de Lizine au lieu de se diriger vers Cléron.

(2) V. *infra*, quatrième partie, chap. IV.

(3) Fig. 25.

(4) Fig. 26.

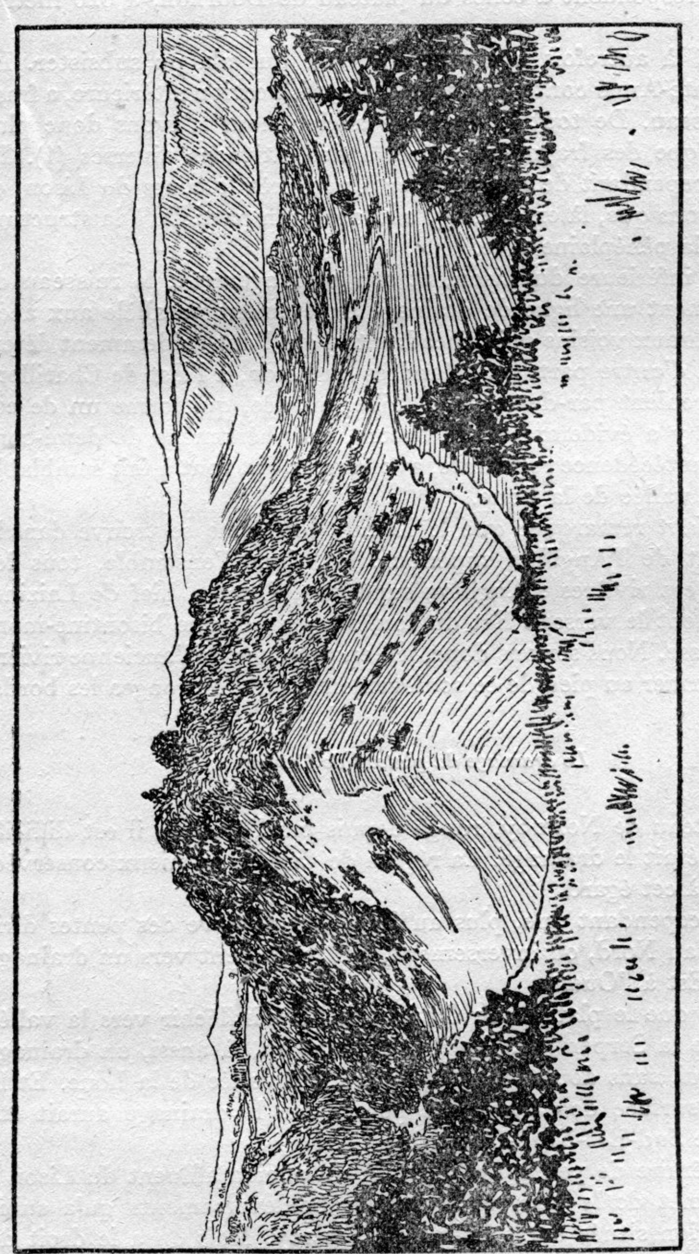


Fig. 26

LE BIEF DE LAIZINE (à gauche) ET SON AFFLUENT, LE RUISSEAU DU BOIS L'OURCIÈRE (à droite).

V. la carte, fig. 25.

altitudes correspondent à celles du plateau de Dournon, à 620 mètres environ.

Il y avait là autrefois une longue rivière qui n'a pu subsister. La faille de Sainte-Anne contemporaine d'une dislocation ultérieure, a fragmenté ce réseau. De tout le drainage ancien nous n'avons donc plus maintenant que des fragments situés à des altitudes diverses (1). Ils permettent cependant de reconstituer à peu près le cours du Lison, et nous constatons que, là encore, il y a adaptation partielle à la structure de la fin de la pénéplaine vive.

La partie inférieure du Lison, et son prolongement, le ruisseau de Conche, forment une ligne de drainage exactement parallèle aux accidents structuraux voisins qui l'encadrent et qui l'ont évidemment déterminée. Mais, d'autre part, les méandres du Lison, à l'Est de Chatillon-sur-Lison circulent par-dessus une faille, nivelée, qui forme un de ces accidents. Il y a évidemment, là encore, un phénomène de demi-concordance, d'antécédence restreinte, avons-nous dit, tout à fait semblable à celui de la vallée de la Loue.

Enfin, il faut remarquer que le Lemuy lui-même se trouve dans le prolongement de l'Angillon supérieur. Et, dans l'ensemble, tous les tronçons de ces rivières : Angillon supérieur, Lemuy, bief de Laizine, Lison marquent le versant Est du soulèvement chaîne bisontine-montagne de Fresse. Nous serions donc, ici, en présence de l'ancienne rivière qui dut se former au pied de ce soulèvement et qui en rongea les bords.

Le drainage du plateau de Cuvier

Sur le plateau de Nozeroy, rongé depuis par l'érosion, il est difficile de dire quel était le drainage. La région de Cuvier, la mieux conservée, ne livre rien à cet égard.

Il semble cependant que, plus au Sud, l'on observe des pentes dirigées du Sud au Nord, ou inversement, qui tendraient vers un drainage orienté de l'Est à l'Ouest.

C'est ainsi que le plateau de Cuvier semble s'infléchir vers la vallée supérieure de la Serpentine. Il y aurait donc eu, là aussi, un drainage Est-Ouest, qui, sans doute, se dirigeait vers la vallée de la Loue. Et la pente de la surface de Cuvier fait penser que le drainage aurait été plutôt encore Sud-Est-Nord-Ouest.

Est-il téméraire de penser qu'il y a là un ancien affluent du Lison ? Rien ne permet de le prouver parmi les bouleversements qu'a subis depuis la région située entre Salins et Nozeroy. Mais on a le droit de

(1) V. la carte du réseau hydrographique actuel, fig. 77.

remarquer que cette vallée de Doye prolonge à peu près l'Angillon supérieur, le ruisseau de Lemuy et, par delà, le Lison.

La basse vallée de la Loue

Grossie de tous ces affluents, la Loue primitive formait un réseau hydrographique grossièrement adapté à la structure de la pénéplaine.

Cette conformité avec la structure est plus manifeste encore dans la chaîne bordière ; le plissement était beaucoup plus accentué ici que les hauteurs du Mont Bon entre Malbrans et Amondans ; on se trouvait, aussi, plus près du niveau de base et la rivière s'adapta plus complètement.

C'est ainsi que s'est constituée la vallée de Quingey. Cette vallée, dont le thalweg est aujourd'hui à l'altitude de 260 mètres environ, est bordée, à l'Ouest, par un anticlinal continu où affleure le bajocien au Sud de Mesnay, le lias à l'Est de Byans et qui se traduit dans la topographie par des hauteurs de 400 à 500 mètres. A l'Est, ce sont des reliefs anticlinaux où parfois le lias apparaît aussi à la surface et qui atteignent en certains points plus de 600 mètres. La vallée de la Loue forme entre ces deux accidents un synclinal dissymétrique dont le fond est précisément occupé par la rivière. Il y a concordance parfaite avec la structure, en ce qui concerne la rivière (Fig. 27).

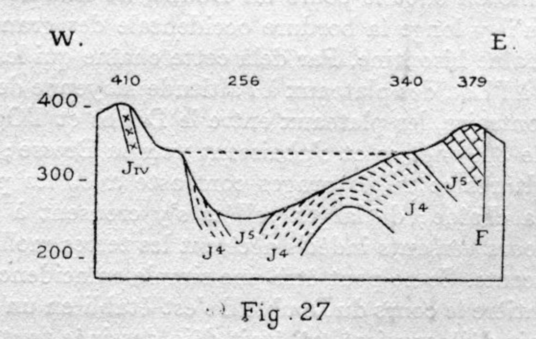


Fig. 27

COUPE DE LA VALLÉE DE LA LOUE
DANS LE VAL DE QUINGEY, ENTRE CHAY ET BRÈRES.
Echelle des longueurs, 1/80.000 ; des hauteurs, 1/10.000

Cette vallée est complétée au Sud par la vallée de la Furieuse qui, coulant en sens inverse, vient se jeter dans la Loue au Sud de Rennes. L'ensemble de ces deux vallées (1) donne une dépression synclinale fer-

(1) Nous exceptons la vallée de la Furieuse en amont d'Onay.

mée, où se sont concentrées les eaux après le soulèvement de la chaîne bordière.

Là encore, par conséquent, nous trouvons une adaptation marquée à la structure en même temps que les signes d'une érosion prolongée qui a disséqué les hauteurs voisines. Peut-être la Loue inférieure a-t-elle établi son cours à peu près dans les mêmes conditions que la Loue moyenne, vers la période où des soulèvements commençaient à bossuer la surface d'érosion du plateau d'Ornans. L'adaptation à la structure fut seulement plus marquée à travers une zone où les bouleversements furent plus profonds.

Le Doubs

Tandis que la Loue nous paraît représenter de façon certaine le drainage de la pénéplaine d'Ornans, il semble beaucoup plus difficile de rechercher l'origine du Doubs qui longe les plateaux au Nord et à l'Ouest. Au lieu d'une inclinaison régulière vers une ligne de moindre hauteur qui révèle l'existence d'un ancien drainage, nous avons des reliefs tourmentés, plissements et dislocations que le Doubs tantôt longe et tantôt traverse de façon imprévue. Ces reliefs appartiennent, en partie au moins, aux mêmes plissements que les monadnocks de la pénéplaine d'Ornans, et ils durent guider le Doubs dans l'établissement de sa vallée.

Un fait domine en effet le cours du Doubs, de Baume-les-Dames à Osselle, c'est qu'il y longe la bordure occidentale des grands plateaux, au pied de la chaîne bisontine. Par delà cette chaîne qui les dérobe à la vue s'étendent, à l'Est, des plateaux à l'altitude moyenne de 400 mètres ; à l'Ouest, au contraire, les plateaux entre le Doubs et l'Ognon restent aux environs de 300 mètres et s'abaissent vers la Bresse ; leur surface couverte de cultures et de pâturages contraste avec les pentes raides et boisées de la chaîne ; de larges vallées s'y creusent à l'altitude de 200 mètres et leurs versants indécis décèlent les terres molles du lias ou les cailloutis récents. Ce ne peut être une simple coïncidence qui a localisé à cette frontière le cours du Doubs. Il s'est établi en un temps où le relief actuel était déjà esquissé, où était déjà dessinée tout au moins la grande faille bordière qui longe la chaîne bisontine.

Mais il ne s'agit ici que de la direction générale.

Le tracé actuel de la vallée, nous le verrons plus loin, est plus récent. Ce sont les événements ultérieurs qui, au cours de nouveaux soulèvements ou pendant le dépôt de nappes alluviales, ont déterminé le cours de la rivière.

Le Doubs, trop engagé dans l'évolution récente, n'appartient déjà plus aux plateaux où les rivières conservent l'héritage de la pénéplaine.

Seuls, la Loue, au moins dans son cours supérieur, et le Lison peuvent être regardés de façon certaine comme les rivières de cette pénéplaine.

Tel est le réseau hydrographique qui modela l'ancienne surface d'érosion reconnue à travers les plateaux d'Ornans et de Cuvier. Il ne put achever le modelé de la pénéplaine où subsistaient encore des monadnocks importants ; depuis lors, les rivières de ce réseau se tronçonnèrent, s'infiltrèrent sous terre ou ne se maintinrent que dans d'étroits canyons. Et la pénéplaine demeura à peu près figée sous son aspect actuel.

CHAPITRE VII

LA DATE DE LA PÉNÉPLAINE

Cette pénéplaine d'Ornans ne nous apparait pas encore suffisamment déterminée, tant que nous ne lui avons pas attribué une date dans l'histoire paléogéographique du Jura.

Commençons par résumer cette histoire.

I. — *Le Jura avant les plissements*

Le massif tout entier, comme nous l'avons vu, est formé de roches sédimentaires qui se sont déposées jusqu'à la fin de la période crétacée et a donc été immergé de façon à peu près continue jusqu'à cette date. Au tertiaire commencera, au contraire, une longue période d'émersion qui durera, sauf l'épisode des mers mollassiques, jusqu'à l'époque actuelle.

Le socle post-hercynien

Avant son émersion, le Jura avait traversé déjà une histoire assez agitée.

Nous ne savons pas grand'chose du socle où se sont déposés les terrains sédimentaires. Il semble que nous devions prendre comme point de départ la pénéplaine post-hercynienne qui a été si bien mise en lumière dans les Vosges (1) et qui forme pour la région la base de toute étude morphologique.

Cette pénéplaine n'est qu'un fragment des immenses surfaces d'érosion qui ont nivelé les plissements hercyniens. Elle atteint au Nord du

(1) H. Baulig, *Questions de morphologie vosgienne et rhénane*. 4, p. 150.

Jura 1.248 mètres au ballon d'Alsace (1). Nous la retrouvons de l'autre côté de la Bresse dans certaines parties du Massif Central.

Peut-être apparaît-elle aussi dans le massif de la Serre à 325 mètres d'altitude ; mais cela est fort problématique, car il s'agit d'un petit massif isolé que des surfaces d'érosion tertiaire ont sans doute ensuite nivelé de nouveau ; cette altitude de 325 mètres présente en tous cas, pour ce massif, l'altitude minima à laquelle se trouverait aujourd'hui la pénéplaine post-hercynienne.

Nous avons, d'autre part, quelques sondages sur l'alignement Vosges-Massif de la Serre ; ils indiquent l'emplacement des points hauts du socle, ceux où l'on avait le plus de chance de rencontrer le houiller. Ce sont les sondages pratiqués dans le massif du Saulnot au Nord du Jura, et ceux de Chazelot près Rougemont. Aucun d'eux ne se trouve dans le Jura.

Dans le massif du Saulnot (sondages de Lomont et de Courmont), la base du permien se trouve à 900 mètres de profondeur environ et, comme les points de départ sont autour de 350 mètres, cela met le socle carbonifère à l'altitude de — 550 mètres environ au-dessous du niveau de la mer.

Le sondage de Chazelot, près Rougemont, sur les bords de l'Ognon, parti du muschelkalk à une altitude de 250 mètres environ, a trouvé la base du trias à 307 mètres de profondeur et a ensuite traversé le permien sur 341 mètres, ce qui donne la base du permien à 648 mètres (2). Cette base doit donc être à environ — 400 mètres au-dessous du niveau de la mer.

A Porrentruy, au Nord des plateaux, on trouve également ce socle à une altitude qui varie entre — 600 mètres et — 800 mètres, tandis que plus à l'Est, à Rheinfelden, il est à — 69 mètres seulement au-dessous du niveau de la mer (3).

Tous ces sondages se trouvent malheureusement sur la bordure du Jura et n'intéressent pas directement la région des plateaux. Et, même, les résultats atteints dans le massif du Saulnot regardent plus la tectonique des Vosges que celle du Jura (4).

Deux conclusions s'en dégagent cependant.

La profondeur du socle post-hercynien sur le bord des plateaux apparaît assez considérable si on compare avec les régions de l'Europe

(1) H. Baulig, *Ibid.*

(2) E. Fournier. *Sur la nature et la structure du substratum de la chaîne du Jura.* 70.

(3) A. Heim. *Geol. der Schweiz*, 88, I, p. 44.

(4) Ceci est encore plus vrai des études faites sur le bassin de Ronchamp ou des sondages pratiqués aux environs de Lure.

centrale. Les horsts, en effet, ne s'élèvent pas au-dessus de — 400 ou — 500 mètres. Et c'est ce que l'on remarque aussi, dans l'ensemble, sur la carte structurale établie au 1/80.000 par Emm. de Margerie pour le Nord-Est de la France (1).

Mais l'existence d'un socle, même à cette profondeur, suffit, d'autre part, à différencier les plateaux du Jura des régions alpines voisines où se sont entassées d'énormes épaisseurs de sédiments. Dans le Jura qui est à la limite de la zone hercynienne et de la zone alpine, les plateaux doivent représenter encore la zone hercynienne.

S'il nous est impossible de dire exactement à quelle altitude se trouve ce socle au-dessous des plateaux, *a fortiori* ne pouvons-nous rien savoir de sa structure. Les renseignements que nous pourrions tirer des plissements hercyniens dans le voisinage n'auraient pas grande valeur pour la région des plateaux, car on ne les trouve que d'un seul côté du massif du Jura.

Nous sommes en particulier obligés de laisser de côté la question des rapports entre les plissements hercyniens et les plissements postérieurs, n'ayant aucun élément qui nous permette d'y répondre pour la région des plateaux. Nous devons seulement mentionner l'hypothèse d'E. Fournier (2) qui suppose que le lien est très étroit. Tout synclinal hercynien jouerait le rôle d'un petit géosynclinal et représenterait une zone de faible résistance. Aussi, depuis cette époque, les zones de plissement se seraient toujours trouvées au-dessus des synclinaux hercyniens et les zones rigides au-dessus des anticlinaux hercyniens. C'est ainsi, en particulier, que toute la région des plateaux se trouverait au-dessus d'un ancien anticlinal hercynien, tandis que le Jura des chaînes surmonterait un ancien synclinal. Rien ne nous permet d'apporter la moindre preuve à l'appui ou à l'encontre de cette hypothèse dans le Jura proprement dit. Dans la région située immédiatement à l'Ouest, par contre, on trouve des faits qui semblent prouver une certaine concordance entre les plissements primaires et les plissements tertiaires. Un synclinal hercynien devait, par exemple, occuper la vallée actuelle du Doubs (3), là précisément où plus tard, au tertiaire, s'est établi le fossé oligocène.

Les mouvements antérieurs à l'émersion

Les altitudes mêmes auxquelles nous trouvons aujourd'hui le socle et leurs brusques variations indiquent des bouleversements profonds

(1) *Enquête sur les richesses minérales du Nord-Est de la France. Atlas.* **109**.

(2) E. Fournier, *Tectonique du Jura franc-comtois*, 1901. **62**, p. 107.

(3) Cf. L. de Launay. *L'allure problable du terrain houiller entre le Plateau central et les Vosges.* **101**.

depuis la fin de l'époque primaire ; l'exemple des régions hercyniennes actuellement émergées pourrait déjà nous le faire supposer ; les sondages faits à travers la Bresse le confirment en montrant que les directions hercyniennes ont été modifiées depuis cette époque et que les plis sont aujourd'hui dirigés du Nord au Sud, sous l'effort des poussées qui ont effondré la plaine bressanne (1).

Ces mouvements du sol, qui dérangèrent l'équilibre de la région au cours des temps secondaires et tertiaires, furent sans doute multiples. Nous nous en tiendrons à ceux que révèle l'étude du Jura. Certains d'entre eux sont antérieurs à l'émersion.

Nous noterons déjà que le bajocien est bien moins épais dans le Jura central que dans le Jura méridional (2). Un mouvement semble avoir eu lieu de façon certaine à la fin de l'époque bathonienne ; l'oxfordien dans la région de la Serre repose, en effet, en discordance sur le bathonien qui est assez fortement relevé (3) ; de plus, la fin du bathonien est marquée en certaines places par un arrêt de la sédimentation et des surfaces taraudées (4) ; mais il ne s'agit pas de mouvements violents, car les sondages de Chazelot près Rougemont montrent, au contraire, que les couches ont été constamment subhorizontales, et n'accusent même, en cet endroit, aucune discontinuité dans la sédimentation (5).

Les nombreux changements de facies impliquent en réalité que cette région, comme la France tout entière, dut subir pendant l'époque jurassique de nombreux mouvements du sol ; mais ces mouvements semblent avoir été des mouvements épeirogéniques dont l'action locale fut peu marquée ; et la concordance des couches sédimentaires n'en est pas, en général, sensiblement modifiée.

La fin de l'époque jurassique est marquée par une période d'émersion pendant laquelle se sont formés les conglomérats de galets portlandiens trouvés aux environs de Besançon (Trois Châtels, Château de Montfaucon) (6). Il est difficile de dire si cette émersion purbeckienne, qui semble avoir été générale, fut suivie d'une nouvelle immersion de tout le massif du Jura ou si, dès lors, une partie des plateaux resta émergée. L'absence de sédiments marins crétacés à l'Ouest s'explique très normalement par la longue phase de dénudation tertiaire qui a pu suffire à les faire disparaître.

(1) E. Chaput. *Remarques sur le rôle des décrochements dans la tectonique de la Côte d'Or*. **34**.

(2) W. Kilian. *Notes géologiques sur le Jura du Doubs*. **95**, 6e partie, p. 35.

(3) E. Bourgeat. *Sur le soulèvement post-bathonien du Sud de la Serre*. **17**, p. 274.

(4) L. Rollier. *Les facies du dogger*. **146**.

(5) E. Fournier. *Sur la nature et la structure du substratum de la chaîne du Jura*. **70**.

(6) Marcel Bertrand. *Notice de la carte géologique*. Feuille de Besançon, 1re édit.

Tous les mouvements dont nous venons de parler ne semblent avoir que peu d'importance pour l'explication de la morphologie actuelle.

Par contre, ceux de l'époque crétacée annoncent déjà les grands bouleversements tertiaires. Ils ont été signalés depuis longtemps (1) et sont particulièrement nets dans les plateaux voisins de Nozeroy, où les dépôts crétacés sont bien conservés. La carrière de pierres qui se trouve sur la route de Nozeroy à Charbonny permet d'observer parfaitement la discordance entre les différentes assises du crétacé. Il nous a été donné d'en trouver un exemple encore plus typique dans la tranchée récemment (2) creusée du tramway de Champagnole à Nozeroy, au défilé d'Entreportes.

Il n'y a aucun doute qu'on se trouve ici en présence des mouvements qui se sont terminés par l'émersion du Jura à la fin du crétacé.

Le Jura après l'émersion. — La surrection de l'Ouest

Une fois l'émersion terminée, les mouvements sont naturellement impossibles à suivre dans le Jura même.

Cependant l'étude des dépôts bressans en bordure du massif montre que, depuis le tertiaire inférieur, la région se souleva à plusieurs reprises.

L'éocène ne semble pas encore être marqué par des dislocations violentes, car, à la suite de ces dislocations, une érosion intense aurait détaché des débris qui se retrouveraient aujourd'hui mélangés au sidérolithique.

Mais l'oligocène a été, au contraire, une période agitée ; des mouvements tectoniques correspondent aux premiers grands mouvements alpins (3) et aux dislocations du Jura tabulaire (4).

C'est à ce moment, en particulier, que se forma la dépression bressanne, par un long affaissement qui fut sans doute contemporain des effondrements de la plaine alsacienne et de la Limagne. On sait que pour la plaine d'Alsace cet effondrement fut si lent que les dépôts sédimentaires, accumulés sur 2.000 mètres d'épaisseur, ne s'y formèrent jamais qu'en eau peu profonde ; l'enfoncement ne fut, par conséquent, jamais plus rapide que la sédimentation (5). De même, dans la Bresse, les sédiments déjà déposés ont été ensuite affectés par de nouveaux mouvements qui les relevaient sur le bord du Jura. Et cet effondrement de la Bresse devait avoir pour contre-partie le redressement de l'Ouest du

(1) Marcel Bertrand. *Notice de la carte géologique.* Feuille de Besançon, 1re édit.

(2) En 1924.

(3) Cf. P. Termier. *Sur la structure des Alpes orientales.* **153.**

(4) A. Heim. *Geologie der Schweiz,* **88**, I, p. 561.

(5) H. Baulig. *Questions de morphologie vosgienne et rhénane,* **3**, p. 134.

Jura émergé. Les contrastes s'accentuaient ainsi de plus en plus, de part et d'autre des failles qui séparaient le Jura de la Bresse.

C'est sans doute le long de cette faille, dans cette partie de la Bresse la plus voisine du Jura, que se creusa le long sillon oligocène par où la mer d'Alsace communiquait peut-être avec les régions rhodaniennes (1). Il est naturel de penser que c'est aussi le long de cette faille que le soulèvement du Jura devait atteindre sa plus grande amplitude.

La poussée dut aller en s'accentuant de plus en plus jusqu'au miocène. F. Delafond et Ch. Depéret notent, le long du Jura, des affaissements postérieurs au dépôt de l'oligocène et antérieurs à la mollasse (2), et M. Piroutet relève que le lambeau miocène des Arsures, sur la même lisière, est à cheval sur une faille qui ne l'affecte pas (3). Cela est très normal, car c'est à l'aquitanien que se place la grande poussée qui, dans les Vosges comme dans le Massif Central, a affecté les plissements hercyniens ; à cette date correspondent les dépôts les plus épais. Il en fut vraisemblablement de même sur tout le pourtour de la Bresse. Et ces mouvements furent sans doute contemporains de ceux du Jura tabulaire ; de nombreuses failles, plus ou moins Nord-Sud, y sont en effet recouvertes par la mollasse qu'elles n'affectent pas (4).

Il ne s'est agi jusqu'ici que des mouvements de dislocation qui se sont exercés aux dépens d'une ancienne région hercynienne, mouvements identiques, par conséquent, aux dislocations de l'Europe moyenne. C'est la première phase de l'histoire du Jura ; elle se traduisait pas un aspect tout différent de l'état actuel.

A. Vézian montrait déjà, en 1876, que la physionomie du Jura avant le plissement devait être l'inverse de ce qu'elle est aujourd'hui, les régions élevées devant se trouver à l'Ouest, tandis qu'à l'Est la montagne s'abaissait lentement vers la plaine suisse (5).

II. — *Les plissements. — Rapports avec la mollasse*

Les plateaux gardent, très nette encore, l'empreinte de cette première phase dont ils restent aujourd'hui les seuls témoins dans l'ensem-

(1) Cf. M. Gignoux et C. Hoffmann. *Le bassin pétrolifère de Péchelbronn*, 77. F. Delafond et C. Depéret avaient déjà établi, par la présence de « Potamides Lamarcki » le facies saumâtre du lac oligocène bressan. *Loc. cit.*, 59, p. 21.

(2) *Les terrains tertiaires*, **50**, p. 57.

(3) M. Piroutet. *Bull. du Serv. de la carte.* C. R. des collab. pour 1919, **140**, p. 41.

(4) A. Heim. *Geologie der Schweiz*, **88**, I, p. 166.

(5) A. Vezian. *Le Jura.* **158**. En réalité, le drainage vers l'Ouest par des cours d'eau obséquents avait dû modifier cette surface. La comparaison avec le Jura souabe nous apparaît, à cet égard, tout à fait caractéristique (Cf. Erwin Scheu, *Zur Kunde der Schwäbisch frankischen Stufenlandschaft*, **150**).

ble du Jura. Mais ils ont été affectés, eux aussi, par la deuxième phase, celle des plissements qui a constitué la majeure partie du Jura actuel, et qui a annexé le massif à la zone des plissements alpins.

On s'accorde généralement à placer le début de cette deuxième phase après le début du pontien. Certains auteurs pensent cependant que la période antérieure à la mollasse ne fut pas seulement marquée par une surrection du Jura particulièrement intense à l'Ouest, mais que, déjà, les plissements avaient commencé.

Et telle est, en général, l'opinion de ceux qui admettent dans le Jura un premier plissement antérieur au plissement général.

E. Fournier suppose qu'il y a eu une première catégorie de plissements d'âge pyrénéen, tandis que la deuxième serait d'âge alpin. La date éocène serait prouvée par le fait que « la transgression oligocène venant de l'Alsace a recouvert en couches horizontales la partie septentrionale affaissée pour former la plaine de l'Ajoye en continuité avec le Sundgau » (1).

Cette preuve n'a pas toujours été admise ; elle démontre seulement, en réalité, qu'il y a eu, antérieurement à l'oligocène, des mouvements du sol dans le Nord du Jura. Nous trouvons ces mouvements déjà indiqués dans la notice de la carte géologique au 1/80.000 (feuille de Montbéliard) où W. Kilian remarque que des « dépôts oligocènes, discordants (Morvillars) (2) avec le calcaire lacustre éocène doivent être attribués au tongrien ». Mais cela ne prouve nullement que ces mouvements éocènes aient déterminé les chaînes bisontines ou celles du Mont-Bon.

L'argument morphologique nous paraît, à cet égard, décisif. Car il s'agit ici de reliefs conformes au plissement et non de formes appalachiennes déterminées par une structure plissée antérieure.

Il est impossible que des reliefs dus à des plissements éocènes aient subsisté jusqu'à maintenant dans le Jura ; le pays a, en effet, été émergé depuis cette époque de façon presque continuelle, et l'érosion était favorisée par les bancs marneux intercalés au milieu des calcaires ; or, dans les régions voisines, des pénéplaines ont nivelé toutes les couches de terrains, ont mordu même sur les granites, bien autrement durs, du Morvan (3) ou des Vosges (4) et ont, sans doute, raboté les premiers bouleversements des Alpes. A plus forte raison, les chaînes du Jura, voisines du niveau de base bressan, auraient-ils du disparaître.

(1) Cap. Gérard. *Comptes rendus*... **76**, p. 10. Cf. E. Fournier, *Nouvelles études tectoniques* (1904), **64**, p. 512 et *Notice de la carte géologique*. Besançon (2e édit.).

(2) Au Nord-Est de Monbéliard.

(3) Emm. de Martonne. *Excursion géographique dans le Morvan et la Côte d'Or*. **124**.

(4) H. Baulig. *Questions de morphologie vosgienne et rhénane*, 4.

Rien ne prouve, enfin, que ces plis soient restés à l'état fossile, enfouis sous des dépôts dont il ne subsisterait plus aujourd'hui aucune trace, sur les plateaux tout au moins.

Il nous est donc difficile d'accepter que certains des plis existant actuellement soient d'âge éocène ; mais on peut admettre avec E. Fournier que des mouvements éocènes ont commencé à esquisser les directions des mouvements tectoniques ultérieurs.

Presque tous les auteurs, par contre, se sont attachés à montrer que la mollasse est partout plissée dans le Jura, et que le plissement n'a pu commencer qu'à la fin de l'époque miocène.

L'arrivée de la mer miocène qui, au burdigalien et surtout au vindobonien, a recouvert toute la Suisse et la plus grande partie du Jura constitue, en effet, la seule interruption dans cette longue phase d'émersion tertiaire. On imagine donc combien la présence de la mollasse doit être précieuse pour dater les événements de cette longue période continentale, encore proche de nous, pendant laquelle s'est élaborée la physionomie actuelle du Jura.

Cette mollasse a été étudiée particulièrement dans le Jura oriental et le Jura méridional où la mer mollassique a recouvert toute la région. Elle y est partout en concordance avec le crétacé dans les plis duquel elle est encore pincée le plus souvent. Et ces constatations ont conduit aux conclusions suivantes qu'Albert Heim a formulées avec une netteté particulière : « Heute steht fest dass der Tafeljura (1) von mehr oder weniger N.-S. laufenden prämiocenen Verwerfungen durchsetzt, der Kettenjura aber pliocän gefaltet und überschoben ist... Der Kettenjura ist durch postmiocäne Horizontalbewegung entstanden ». (2) Notons qu'Albert Heim entend parler non seulement de mouvements pliocènes, mais de mouvements pontiens et pliocènes, comme il l'explique lui-même ailleurs (3).

Nous pouvons donc admettre que, dans son ensemble, le Jura, déjà soulevé et basculé à plusieurs reprises auparavant, n'a été plissé qu'après le dépôt de la mollasse.

Pour dater plus précisément les plissements des plateaux, nous devrions donc les mettre en rapport avec les dépôts mollassiques.

Ces dépôts sont malheureusement très rares ; tandis qu'on les trouve en abondance dans tout le Jura oriental et méridional, on ne les rencontre guère sur les plateaux qu'à Narlay (plateau du Franois), à Plénisette

(1) Le Jura tabulaire du Nord ; les plateaux font partie du « Kettenjura ».

(2) A. Heim. *Geol. d. Schweiz.* 88, I, p. 611 et 613. Cf. L. Rollier, *Compte rendu de l'excursion dans l'oligocène des environs de Porrentruy.* 144, p. 104.

(3) A. Heim. *Geol. d. Schweiz.* 88, I, p. 645.

et au Sud de Charbonny autour de Nozeroy (1), à Goux-les-Usiers (Ouest de Pontarlier).

Il s'agit dans les deux premiers cas de mollasse marine, caractérisée en particulier par *ostrea crassissima* (trouvée à Narlay), et il y a là un reste de la grande extension vindobonienne. Mais cette mollasse n'est pas d'origine alpine : à Narlay, elle est composée de débris de jurassique supérieur et d'infracrétacé (2).

Le gisement de Goux-les-Usiers est constitué par des dépôts lacustres « probablement contemporains de la mollasse marine helvétienne » (3).

Ces dépôts sont situés assez loin les uns des autres, mais tous dans la région Sud-Est des plateaux. Il pourrait n'y avoir là qu'un hasard ; la mollasse aurait recouvert autrefois tout l'ensemble des plateaux d'où l'érosion l'aurait ensuite fait disparaître. Il est certain que bien des régions ont été tenues pour émergées à certaines époques simplement parce que l'érosion a fait disparaître ensuite les dépôts de cette époque. Aussi L. Rollier pense-t-il que le Jura tout entier a dû être recouvert par la mer mollassique ; les quatre cinquièmes de cette mollasse ont dû disparaître par érosion ; et A. Heim renchérit en estimant que les neuf dixièmes ont été ainsi enlevés (4).

Cela paraît du moins infiniment probable pour le Jura des chaînes, seul étudié par les géologues suisses ; mais nous devons rechercher dans quelle mesure les plateaux ont été, eux aussi, recouverts par la mer miocène.

Il est tout d'abord étrange qu'une masse de débris aussi considérables ait disparu sans laisser aucune trace dans toute la région du Nord-Ouest.

De plus, la mollasse, naturellement coincée dans les plis du Sud-Est, aurait dû être également prise et par là même conservée dans ceux du Nord-Ouest.

Enfin, l'étude même des matériaux contenus dans ces dépôts mollassiques semble bien prouver que la majeure partie des plateaux était alors émergée.

Les gisements de Narlay contiennent une grande proportion de cailloux assez gros, encore mal roulés, qui attestent la présence d'une ligne de rivage toute proche (5). On pourrait en dire autant des poudingues qui se trouvent au Sud de Charbonny (6) ainsi que de ceux de

(1) E. Bourgeat. *Quelques remarques sur la région de la Serre.* **15**, p. 309.

(2) E. Fournier. *Nouvelles études tectoniques* (1904). **64**, p. 498 sqq.

(3) W. Kilian. *Notice de la carte géologique détaillée.* Feuille d'Ornans.

(4) Cf. A. Heim, *Geol. d. Schweiz.* **88**, I, p. 111.

(5) E. Fournier. *Nouvelles études* (1904). **64**, p. 498.

(6) *Notice de la carte géologique détaillée.* Feuille de Lons-le-Saunier.

Mouthe et de Sarrageois (1). Et d'une façon générale, à l'Est des plateaux, la mollasse marine a un facies « absolument littoral » prouvé par les poudingues, les ostracés, les trous de lithophages, les coquilles fragmentaires (2).

Cette ligne de rivage ne pouvait se trouver qu'à l'Ouest, car, plus on va vers l'Est, plus les éléments qui composent les dépôts mollassiques deviennent fins (3). Aux Verrières, près Pontarlier, les galets sont déjà beaucoup plus roulés (4). L'Ouest du Jura devait donc se trouver alors émergé.

Le fait est confirmé par les dépôts que l'on trouve sur la lisière Ouest, du côté de la Bresse ; ces dépôts, assez grossiers, témoignent, eux aussi, d'une terre voisine.

M. Piroutet a, en effet, identifié, comme miocènes, des matériaux longtemps considérés comme glaciaires aux environs de Mouchard et de Salins (5). Ce sont des conglomérats faits de blocs irréguliers, plus ou moins arrondis, *de plus en plus gros et de plus en plus anguleux* de l'Ouest à l'Est. Il s'agit donc d'un dépôt littoral sur le bord d'un rivage qui devait se trouver aux environs de Salins et qui était composé d'un « abrupt » de rauracien, de bathonien, de bajocien, d'aalénien.

On ne peut donc affirmer que la mollasse ait recouvert les plateaux du Jura ; les observations précédentes laisseraient même supposer qu'ils étaient émergés pour la plus grande partie au milieu des mers miocènes. La mollasse d'eau douce, par contre, put y former des dépôts plus étendus ; mais de ces dépôts on ne trouve plus aucune trace nette et on ne saurait en aucun cas s'appuyer sur leur existence pour une démonstration quelconque.

Dans ces conditions, la chronologie des plateaux peut difficilement être établie directement d'après les dépôts mollassiques.

Cependant, nous avons vu qu'il en subsistait quelques dépôts dans le Sud-Est. Ceux-ci sont tous plissés et ils sont bien sur les bords de plissements qui appartiennent à la série la plus ancienne.

On peut en douter pour le gisement de Plénisette qui est voisin de l'anticlinal assez récent de Boujailles ; mais le gisement de Narlay le

(1) Cap. Gérard. *Compte rendu.* **76.** Sur les dépôts de Sarrageois, v. aussi Collot. *C. R. des collaborateurs pour* 1912 *dans le Bulletin des Services de la carte.*

(2) E. Fournier. *Ibid.* **64.**

(3) Cf. E. Bourgeat. *Remarques sur le Jura central.* **12**, p. 83.

(4) *Notice de la carte géologique détaillée.* Feuille de Pontarlier.

(5) M. Piroutet. *Sur l'existence de dépôts du tertiaire moyen.* **139**, p. 248. L'auteur revient, dans cette communication, sur deux notes précédentes : *Note préliminaire sur quelques lambeaux de dépôts glaciaires et d'alluvions anciennes aux environs de Salins (Jura)*, **137**, et *Sur l'existence dans les environs de Salins de dépôts glaciaires.* **138.**

long de la Montagne de Fresse, et celui de Goux-les-Usiers en bordure d'un anticlinal qui prolonge les hauteurs de Pierrefontaine ont bien été dérangés par les anciens plissements contemporains du Mont Bon.

D'autre part, les dépôts mollassiques des environs de Salins semblent à M. Piroutet affectés par des directions orogéniques qui s'entre-croisent et dont l'une correspondrait au plissement des hauteurs de Besançon, l'autre au plissement du vignoble de Lons-le-Saunier (1).

C'est donc seulement après le retrait de la mer mollassique que commença le plissement, sur les plateaux comme ailleurs. Et, peut-être, le premier plissement, préparé déjà par le soulèvement des plateaux, se relie-t-il aux mouvements épeirogéniques qui marquèrent ce retrait.

De plus, il ne semble pas possible que les plis formés à cette époque aient subsisté pendant tout le pontien sans être nivelés. Le pontien apparaît, en effet, comme une immense période d'érosion (2), et les plissements qui subsistent encore aujourd'hui n'ont pu se former au début de cette période. Ils auraient pris naissance au plus tôt pendant le pontien.

Enfin, les événements que nous étudierons plus loin, et qui donnèrent lieu à une érosion prolongée supposent qu'un assez long temps s'est écoulé depuis le premier plissement. Nous ne saurions donc le placer après la fin du pontien.

L'examen des dépôts bressans confirme ces hypothèses, car la mollasse d'eau douce, pontienne, s'y termine pas de puissants dépôts caillouteux où l'on trouve des galets de gros volume (3), ce qui atteste évidemment des mouvements de dislocation assez violents à cette date. M. Piroutet a également trouvé des fossiles de la fin du miocène (Cinnamomum) dans les cailloutis des environs de Salins qui sont antérieurs aux plissements (4).

Cette date s'accorde aussi avec les résultats trouvés de l'autre côté de la Bresse, dans les plateaux de la Côte d'Or, là où l'érosion, dépendant du même niveau de base, dut suivre le même rythme. On y a trouvé récemment une plate-forme étendue qui nivelle des failles probablement oligocèdes et serait ainsi post-oligocène (5).

(1) M. Piroutet. *Ibid.* **139**, p. 248.

(2) Cf. J. Bourcart. *Les confins albanais.* 8.

(3) F. Delafond et C. Depéret. *Les dépôts tertiaires de la Bresse.* **50**, p. 57.

(4) M. Piroutet. loc. cit. **139**.

(5) E. Chaput et L. Perriaux. *Sables albiens et poudingues calcaires sur les hauts plateaux de la Côte d'Or.* **35**.

Dans le Jura septentrional on trouve de même, d'après G. Braun, une pénéplaine miocène disloquée par des mouvements du miocène supérieur (1).

Enfin, la date du pontien apparaît plus vraisemblable encore quand on la rapporte aux mouvements alpins dont les plissements jurassiens ne sont que le contre-coup. C'est à cette époque, en effet, que se place une grande surrection alpine qui fut une des plus importantes au point de vue tectonique (2). Il semble donc raisonnable de penser que les plissements du Jura datent, au plus tôt, du pontien.

III. — *La pénéplaine d'Ornans*

Date de la pénéplaine

C'est en se basant sur ces plissements que l'on peut essayer de dater approximativement la pénéplaine d'Ornans.

Il faut cependant écarter tout d'abord l'hypothèse d'une pénéplaine fossile (3) qui, s'étant formée avant le miocène, aurait été conservée sous les dépôts mollassiques et exhumée récemment. De telles surfaces jouent un grand rôle dans la morphologie (4). Mais, ici, l'étude des sédiments mollassiques voisins ne nous a nullement démontré que la mollasse ait recouvert les plateaux. De plus, il est difficile d'expliquer comment une telle quantité de dépôts aurait été déblayée. Il faut supposer, en effet, que l'érosion postérieure n'a pas été très intense, puisqu'elle a respecté la pénéplaine ; aussi, dès que le calcaire fut mis à jour, dut-elle se disperser entre un grand nombre de bassins fermés. Une partie de la mollasse put sans doute être entraînée dans les gouffres ; mais elle devrait aujourd'hui se retrouver dans toutes les grottes et galeries souterraines où, en réalité, elle n'a jamais été observée. De plus, les gouffres n'en auraient jamais pu absorber qu'une faible partie ; des restes importants devraient subsister sur les plateaux. L'hypothèse

(1) G. Braun. *Zur Morphologie der Umgebung vun Basel.* **23**, p. 335 ; cf. A. Briquet, *Le néogène du Nord de la Belgique et des Pays-Bas et ses relations stratigraphiques.* **24**, p. 76. Pour A. Amsler (*Beziehungen zwischen Tektonik...* **2**, p. 14), le premier soulèvement du Jura aurait eu lieu au pontien, mais au pontien inférieur.

(2) Léon Bertrand. *Les anciennes mers de France.* **6**, p. 181.

(3) Le nom de surfaces structurales que l'on donne parfois à de telles surfaces peut prêter à confusion.

(4) Plusieurs exemples en ont été reconnus récemment par A. David, dans la Montagne Noire, **48** ; par H. Baulig dans les Vosges, **4** ; par Emm. de Martonne dans le Massif du Bihar, **120**.

d'une pénéplaine fossile ne peut être appuyée sur aucune des données de l'observation.

Mais si cette pénéplaine d'Ornans est restée exposée à l'air libre depuis sa formation, faite de roches relativement tendres, elle ne peut être aussi bien conservée que si elle ne date pas d'une époque trop reculée.

Ses rapports avec les plissements nous permettent seuls de préciser cette date.

Nous avons vu que deux auteurs seulement avaient établi de façon précise l'existence d'une ancienne pénéplaine à travers le Jura : E. Brückner et F. Machatschek.

E. Brückner, considérant que tous les plissements du Jura sont postérieurs à la mollasse, pense qu'il y en eut deux séries: l'une post-miocène, datant vraisemblablement du pontien ou du pliocène inférieur, l'autre datant du pliocène supérieur, séparées par une période de pénéplanation. Nous ne verrions plus apparaître aujourd'hui que les plis de la deuxième série ; les premiers sont maintenant tranchés par la surface des plateaux ou ont été repris dans les plis postérieurs.

F. Machatschek a vivement combattu cette datation en objectant qu'une pénéplaine aussi développée n'aurait pas eu le temps de se former pendant le pliocène. Suivant les données généralement admises d'après A. Penck, déclare F. Machatschek, l'érosion n'enlève guère qu'un mètre en 33.000 ans. Or, la hauteur totale des roches à déblayer aurait été de 500 mètres. Il aurait donc fallu 16 millions d'années pour aboutir à la pénéplaine et le pliocène tout entier n'a guère duré que deux millions d'années. Encore faudrait-il retrancher de ces deux millions d'années la durée de deux périodes de plissement.

La réfutation de F. Machatschek, présentée sous cette forme, soulève bien des objections. Les chiffres proposés pour la vitesse de l'érosion n'ont qu'une valeur tout à fait approximative, et ont donné lieu à des évaluations très divergentes. Tout dépend, en effet, de la résistance des roches ; on ne peut admettre aucune commune mesure entre les roches les plus dures et les roches les moins dures. Bien plus, dans les calcaires mêmes, la proximité d'affleurements marneux peut faire varier considérablement la vitesse de l'érosion. Les chiffres d'A. Penck, très généraux, n'ont donc qu'une valeur d'indication. Les calculs faits, tout récemment, dans le bassin d'alimentation du lac Léman, donnaient à l'usure des roches par l'érosion un rythme beaucoup plus rapide (1). Nous nous rapprocherions ainsi de l'hypothèse de E. Brückner ; mais il s'agit de hautes montagnes alpines.

(1) Emm. de Martonne. *Les lacs, la houille blanche et la valeur de l'érosion en montagne.* **125**.

Enfin, la durée totale du pliocène n'est pas connue de façon plus précise que la vitesse de l'érosion ; les auteurs ont là-dessus des opinions trop différentes pour qu'on puisse sans témérité en faire la base d'une démonstration quelconque.

D'ailleurs, les solutions proposées par F. Machatschek pour remplacer l'hypothèse d'E. Brückner prêtent également à des critiques.

Nous avons vu, en effet, que F. Machatschek, pour attribuer à l'érosion le plus de temps possible, essaie de faire l'économie de la durée des plissements et suppose que l'érosion a suivi la marche du plissement, débutant au Nord-Ouest pour se poursuivre au Sud-Est. Il n'a donc jamais existé de pénéplaine à laquelle on puisse assigner une date précise, ou plutôt cette pénéplaine, qui se développe actuellement, n'est pas encore terminée ; mais il y a eu déjà des surfaces d'érosion qui amorcent cette pénéplaine et qui, ayant débuté, pour le Nord-Ouest, au commencement du pliocène, sont à peu près parfaites maintenant.

Cette hypothèse est loin de dissiper toutes les difficultés de datation que présentait celle de E. Brückner ; en ajoutant l'érosion karstique à l'érosion subaérienne, F. Machatschek ne renforce pas celle-ci, mais la retarde au contraire (1) ; enfin, l'hypothèse de F. Machatschek, si elle présente certains avantages au point de vue de la chronologie géologique, soulève en elle-même de nouvelles difficultés qui nous l'ont déjà fait rejeter, au moins sous cette forme trop absolue.

Cela ne veut pas dire cependant qu'il faille en revenir à la théorie d'E. Brückner et placer la pénéplaine après le premier plissement. Rien ne permet, en effet, de supposer qu'un plissement étendu se soit développé avant la pénéplaine. De plus, nous avons vu que les hypothèses d'E. Brückner reposaient en grande partie sur des données dont la fausseté est aujourd'hui démontrée (2).

La théorie de E. Brückner, pas plus que celle de F. Machatschek ne nous offrent donc de date définitive pour la pénéplaine d'Ornans.

Nous devons avouer que notre analyse morphologique ne nous permet pas d'arriver à des résultats beaucoup plus précis.

Nous avons vu qu'il était impossible de comprendre les caractères de la pénéplaine d'Ornans si on n'admettait pas qu'elle était postérieure au premier plissement. Et comme celui-ci se place vraisemblablement au pontien, la pénéplaine se serait formée pendant le pontien ou le début du pliocène.

Il subsiste sans doute un certain nombre de monadnocks qui empêcheraient d'accepter une date trop reculée. Mais comme nous avons dit que la pénéplaine cessa d'évoluer à partir du moment où elle fut une

(1) V. *infra*, Quatrième partie, chap. V.

(2) V. *supra*, chap. I.

surface morte, nous ne saurions en tirer argument. Pour la conservation des monadnocks, la durée de la pénéplaine vive, et non l'âge, importe seule.

La genèse de la pénéplaine

En réalité, nous n'avons daté ainsi que la dernière forme de l'élaboration de la pénéplaine d'Ornans, la forme sous laquelle elle nous apparaît aujourd'hui. Il n'en saurait être autrement pour une pénéplaine qui a fait disparaître à peu près tout ce qui existait auparavant. Nous devons donc nous borner à rechercher la date à laquelle la pénéplaine devient une surface morte.

Cette pénéplaine nous apparaîtra moins alors comme une surface individualisée, datant d'une époque donnée, que comme le résumé de toutes les érosions antérieures. Peut-être cette pénéplaine s'était-elle lentement formée pendant les époques précédentes. Peut-être aussi succède-t-elle à une ou plusieurs pénéplaines qui avaient déjà déblayé le terrain, et il se peut, dans ce cas, qu'elle ait rapidement atteint sa forme actuelle aux dépens d'une pénéplaine antérieure assez proche de son niveau. C'est pourquoi il semble vain d'essayer de déterminer, comme le fait F. Machatschek, la durée de formation d'une pénéplaine donnée par l'épaisseur des couches enlevées. La plupart des formations qui manquent dans le Jura occidental avaient certainement été déblayées à l'éocène et à l'oligocène.

Mais, pour étudier ce qui s'est passé avant le cycle de la pénéplaine d'Ornans, nous devons distinguer deux régions qui semblent bien s'être formées de façons très différentes.

A) L'Ouest a été, depuis longtemps, une région d'érosion intense.

Dès la fin du sénonien, nous avons vu se dessiner un soulèvement à l'Ouest et ces mouvements permettent déjà de penser que le redressement et l'érosion furent plus intenses à l'Ouest qu'à l'Est (1). Il nous suffit dès lors de reprendre l'histoire du plissement pour en tirer l'histoire de la formation de la pénéplaine. Durant l'éocène, tandis que l'émersion est attestée par les dépôts sidérolithiques de la région de Montbéliard, il est impossible de ne pas placer une longue période d'érosion. Cette érosion cependant n'eut sans doute pas à attaquer des reliefs trop marqués.

(1) J.-B. Martin arrive à la même conclusion pour le Jura méridional : « Dès cette lointaine époque, ou, tout au moins, dans les temps qui la suivirent immédiatement, le Bugey était, comme aujourd'hui, plus dénudé à l'Ouest qu'il ne l'est à l'Est. La répartition des sables éocènes et des dépôts qui les accompagnent est là pour le montrer. » *Le Jura méridional*, **116**, p. 208.

C'est surtout à l'oligocène que le soulèvement devint intense, et il est certain que cette période fut marquée par une érosion considérable. A. Vezian montre, de façon tout à fait frappante (1), l'importance des phénomènes de dénudation qui se sont exercés dans la région des plateaux au temps où ces plateaux formaient une presqu'île entre le lac bressan et le lac ou la mer helvétique, de l'éocène au miocène.

Cette érosion oligocène est prouvée par l'existence sur tout le pourtour du Jura, et particulièrement au Nord, de conglomérats oligocènes, dont les éléments sont empruntés au calcaire du jurassique supérieur, et qui recouvrent le sidérolithique (2).

D'autre part, près de Porrentruy, les conglomérats stampiens qui forment la base de la mollasse reposent en discordance sur plusieurs étages de jurassique supérieur, rauracien, kimmeridgien et portlandien (3). Il y avait donc bien déjà des surfaces d'érosion prémiocènes.

Cette phase d'érosion oligocène a été particulièrement mise en lumière pour le Jura tabulaire (4) qui, pendant l'oligocène moyen et supérieur, fut complètement transformé en pénéplaine. Mais il dut en être de même des plateaux qui, également émergés, présentaient un redressement semblable vers l'Ouest.

La dénudation se poursuivit durant l'époque miocène ; pendant que la mer mollassique venait baigner le pied des plateaux, l'érosion arrachait des fragments de ces plateaux ; elle était particulièrement active à l'Ouest où les plateaux semblent s'être terminés par une falaise (5). La pénéplaine oligocène avait donc dû être déformée et l'érosion était en train de la réajuster pour en faire une pénéplaine miocène.

Nous trouvons la preuve, à la fois, des érosions antérieures et de cette nouvelle reviviscence de l'érosion dans les dépôts miocènes de la lisière Ouest. D'une part, en effet, les conglomérats que l'on y trouve et qui reposent sur le jurassique supérieur sont formés d'éléments appartenant au jurassique inférieur, ce qui prouve que, dans la région voisine des plateaux, le jurassique supérieur avait déjà été enlevé précédemment ; d'autre part, ces conglomérats sont formés de blocs assez volumineux qui indiquent une recrudescence de l'érosion (6).

Il est naturel de rechercher dans les régions voisines, et particulièrement dans le Jura tabulaire, les phases correspondantes de dénuda-

(1) A. Vezian. *Le Jura*. **158**.

(2) W. Kilian. *Notice de la carte géologique*. Feuille de Montbéliard.

(3) A. Heim. *Geol. d. Schweiz*. **88**, I, p. 66.

(4) Cf. A. Heim. *Geologie der Schweiz*, **88**, I. p. 561.

(5) V. plus haut, II.

(6) M. Piroutet. *Sur l'existence de dépôts du tertiaire moyen dans les environs de Salins*. **139**.

tion. Or, A. Amsler (1) a montré que dans tout le Jura tabulaire il y eut deux périodes d'érosion au tertiaire récent : à la base de la transgression marine vindobonienne et entre le vindobonien et les couches d'eau douce qui le recouvrent. Ce sont ces deux périodes qui, dans les plateaux du Jura occidental se font suite et se confondent.

Les érosions miocènes ne font que continuer les érosions antérieures, et nous aboutissons ainsi par une longue série de dégradations à la surface pontienne que nous avons définie comme la pénéplaine d'Ornans (2).

B) A l'Est, la région voisine des chaînes semble avoir évolué de façon différente.

1° Les dépôts de mollasse que l'on y trouve encore montrent que la région, très basse au miocène, fut, à cette époque, l'objet d'un remblaîment sous forme de sédimentation marine ou continentale.

2° Cette mollasse se trouve toujours pincée dans les plis du crétacé sur lequel elle repose en concordance.

Il faut donc admettre qu'entre le crétacé et le miocène, les mouvements du sol furent presque insignifiants dans cette région et que l'érosion s'y exerça aussi très faiblement.

On pourrait même penser que la pénéplaine est ici post-mollassique.

Cependant, la région était déjà émergée au nummulitique. On n'y trouve aucun dépôt marin et, de plus, près de Pontarlier (aux Verrières), la mollasse marine repose « sur la surface perforée et ravinée » des calcaires néocomiens (3). Cette région a donc bien dû se rattacher alors

(1) A. Amsler. *Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie im ostlichen Jura.* 2, p. 511.

(2) Comme toutes les formes modelées par ces érosions antérieures ont disparu, il est difficile de retracer l'histoire de cette évolution. Il est permis cependant de penser que dans cette région de couches redressées et inégalement résistantes avaient dû se développer des reliefs de cuestas. Deux endroits s'y prêtaient particulièrement bien, ceux où les marnes oxfordiennes affleuraient entre les calcaires du jurassique moyen et les calcaires du jurassique supérieur, c'est-à-dire à l'Est de Besançon et au Sud-Ouest de Champagnole. Des « Woëvres » durent s'y développer à plusieurs reprises, aux stades intermédiaires de l'érosion. Et peut-être, même, au temps où les plissements n'interrompaient pas la suite des assises oxfordiennes, existait-il là un long fossé subséquent.

Ce fossé fut sans doute dévié par les plissements qui durent imprimer aux affleurements oxfordiens leur direction actuelle Sud-Ouest-Nord-Est au Sud de Champagnole. Il serait donc inexact de dire que l'Ain s'est établi sur son emplacement.

Mais, comme l'ancienne dépression subséquente et la vallée actuelle sont dues aux mêmes causes et creusées dans les mêmes roches, il est permis de considérer la vallée actuelle comme l'héritière de l'ancienne dépression subséquente antérieure à la pénéplaine d'Ornans.

Rien ne nous autorise, par contre, à admettre avec F. Machatschek que le continent émergé à l'époque miocène était incliné vers le Sud.

(3) M. Bertrand. *Notice de la carte géologique détaillée.* Feuille de Pontarlier.

à la grande surface d'érosion qui se développait à l'Ouest pendant la même période.

L'érosion y fut sans doute moins intense, parce que le soulèvement était plus faible ; elle fit du moins disparaître les dépôts éocènes formés surtout d'argiles de décalcification.

Le remblaîment, par contre, dut être à certaines époques considérable. De grandes épaisseurs de dépôts terrestres s'accumulèrent en dessous de la mollasse marine. Aujourd'hui encore ils n'ont pas complètement disparu. Le long de la chaîne du Jura, du côté suisse, on trouve entre le crétacé et la mollasse, quelques dépôts d'eau douce appartenant à l'éocène ou, peut-être, à l'oligocène inférieur (1).

Tout laisse donc supposer que l'on eut à l'Est, pendant l'oligocène, une surface où l'érosion se borna à niveler les différentes couches du crétacé (c'est le cas du plateau de Cuvier), et qui se reliait à la pénéplaine de l'Ouest.

Mais tandis que cette pénéplaine se rabote de plus en plus à l'Ouest, la mollasse se dépose sur la plate-forme de l'Est (2). Elle commençait à en être déblayée après le retrait de la mer miocène quand survint le plissement qui en conserva quelques débris pincés au milieu du crétacé.

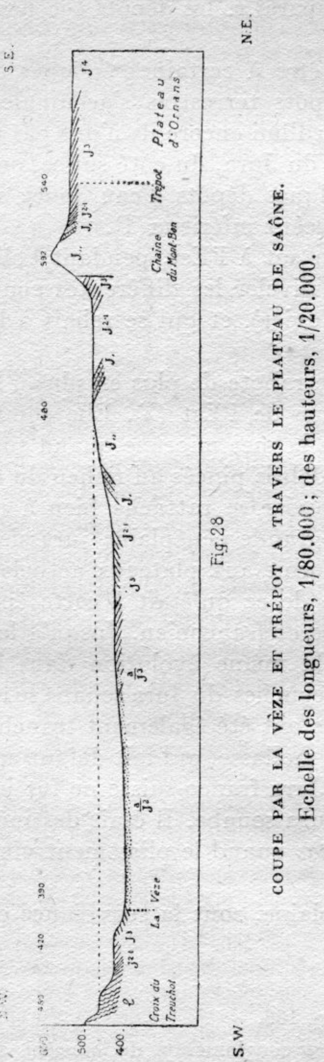
Ainsi, la surface du plateau de Cuvier se rattache bien à celle du plateau d'Ornans pour constituer la grande pénéplaine jurassienne du tertiaire supérieur, qui a légué leur forme aux plateaux actuels.

Nous pouvons nous faire une idée de ce qu'était à cette époque le Jura en le comparant au Jura souabe et franconien. Jusqu'à la fin du miocène, nous observons, en effet, la même évolution dans le Jura tabulaire et dans le Jura plissé. Les couches du Jura souabe se relèvent également vers le Nord-Ouest, et elles ont été également tranchées par une pénéplaine oligocène. Là aussi, la mollasse, qui fait défaut au Nord-Ouest, est conservée au Sud-Est. Le Jura franco-suisse ne fut jusqu'au plissement que le prolongement du Jura souabe. Il était destiné à évoluer, lui aussi, en un système de *cuestas* quand le plissement vint interrompre cette évolution.

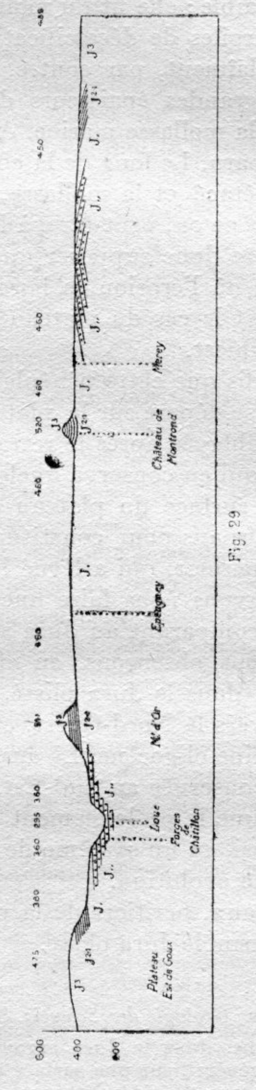
Les plateaux, héritiers de la pénéplaine, sont la survivance du Jura tabulaire parmi le Jura plissé.

(1) A. Heim, *Geologie der Schweiz.* 88, I, p. 166.

(2) De même, dans le Jura argovien, les conglomérats du miocène supérieur reposent, en général, sur une surface d'érosion formée tantôt par la mollasse d'eau douce, tantôt par le sidérolithique, tantôt par le jurassique, les couches étant d'autant plus anciennes qu'on s'avance vers le Nord. Cf. A. Heim, *Ibid*, I, p. 69.



COUPE PAR LA VÈZE ET TRÉPOT A TRAVERS LE PLATEAU DE SAÔNE.
Echelle des longueurs, 1/80.000 ; des hauteurs, 1/20.000.



COUPE PAR LE MONT D'OR ET LE CHATEAU DE MONTROND. LA PLATE-FORME DE MONTROND.
Echelle des longueurs, 1/160.000 ; des hauteurs, 1/40.000.

DEUXIÈME PARTIE

LE PREMIER DÉMANTÈLEMENT DE LA DISLOCATION DE LA PÉNÉPLAINE

CHAPITRE PREMIER

LE DÉMANTÈLEMENT DE LA PÉNÉPLAINE

La pénéplaine d'Ornans nous est apparue comme une surface qui a recouvert autrefois la plus grande partie du Jura central. Nous n'en avons guère identifié cependant que des fragments ; les pentes d'érosion qui en marquent aujourd'hui la fin vers l'Ouest montrent qu'elle a été démantelée depuis sa formation ; et les accidents qui la compartimentent ou ceux qui la bornent à l'Est témoignent de sa dislocation.

Un premier démantèlement a précédé la dislocation. L'érosion s'est exercée longuement entre l'apparition des hauteurs qui marquent la fin de la pénéplaine vive et le soulèvement des chaînes qui la disloquent définitivement. Et la preuve en est que ces derniers plissements ne traversent pas seulement le plateau d'Ornans mais aussi les surfaces formées à ses dépens pendant cette longue période d'érosion. Ce démantèlement paraît s'être poursuivi en deux étapes que nous étudierons successivement, et qui constituent l'histoire des plateaux entre les deux séries de mouvements tectoniques.

I. — *Premier cycle du démantèlement*
Les plateaux de Montrond et de Nozeroy

Le plateau de Montrond

Au Nord-Ouest, le plateau d'Ornans confine à la région que l'on appelait autrefois le plateau bisontin et la surplombe.

Cette région bisontine, entre Mamirolle et Besançon, comporte plusieurs surfaces situées à des niveaux différents et emboîtées les unes dans les autres.

La plus haute d'entre elles, et de beaucoup la plus étendue, se tient autour de 460 mètres et forme presque tous les plateaux en arrière de Besançon. Du fort de Montfaucon à l'Ouest ou du Mont Bon à l'Est, on en distingue facilement la partie centrale ; couverte de bois, elle encercle et domine les champs et les prés de la cuvette de Saône. Mais elle s'étend bien au delà, et on peut la suivre, du Sud au Nord, sur près de quarante kilomètres.

Elle débute vers le Sud par un plateau, grossièrement triangulaire et très disséqué, qui s'étale entre le Lison et la Loue, à la latitude de Quingey. L'altitude en est voisine de 460 mètres à l'Est de Goux, avec le point culminant au Chalet, à 479 mètres. A ce plateau se rattachent, plus au Sud encore, les hauteurs des bois de la Fossure et celles qui dominent le ruisseau de Conche au Sud de Myon (Mont du Pen, 457 mètres, replat à l'Ouest du bois de Séchin, 473 mètres) ; mais il ne s'agit plus que de plate-formes très étroites, le long de chaînes beaucoup plus élevées.

Autour de l'entaille du Lison, on retrouve des altitudes qui répondent à celles du plateau de Goux : 460 mètres au Nord d'Alaise ; 484 mètres, 480 mètres au Sud de Lizine ; 480 mètres au Nord de Refranche.

Mais c'est surtout au Nord de la Loue que ce niveau est développé : il y forme une vaste surface dominée à l'Est par le bord de la pénéplaine d'Ornans, à 520 mètres-530 mètres (Bois des Epaisses, Vieux Château de Montrond, hauteurs de Villers-sous-Montrond, de Foucherans). La Croix des Echaulles au-dessus d'Epeugney ou les pentes du château de Montrond en offrent un panorama saisissant. On peut suivre de là les moutonnements de la surface, dominée par le Bois l'Essart. On reconnaît aussi les entailles d'érosion qui la prolongent au milieu des hauteurs voisines, par exemple le col à 472 mètres à l'Est d'Epeugney. Enfin, c'est dans cette surface qu'ont été sculptés de nombreux bassins fermés, et surtout les vastes bassins de Saône et du Liège, séparés par un seuil à 465 mètres près de la Grande Combe. A l'Ouest de La Vèze, un replat à 460 mètres, prouve seul, au delà de ces bassins, que le niveau s'étendait autrefois jusqu'aux chaînes de Besançon (Fig. 28).

Au Nord-Est de Saône, après l'interruption due aux bassins fermés, cette surface prend, sur la feuille d'Ornans, un plus grand développement encore ; elle s'étend, par la forêt de Chauley, jusqu'au-dessus de Vauchamps, Glamondans, Côte Brune ; seuls, le ruisseau de Nancray, les affluents de l'Audeux et du ruisseau de Champlive la rongent au Nord.

Enfin, les derniers débris se retrouvent au Nord jusqu'aux environs du Cuisancin. On a les altitudes de 460 mètres au Bois du Fays, à l'Ouest de Saint-Juan-les-Passavant, 462 mètres à la ferme de l'Epine au Nord-Ouest d'Adam-les-Passavant ; mais, peut-être les influences de mouvements tectoniques plus récents se font-elles, ici, déjà sentir.

Certaines coupes transversales peuvent laisser supposer qu'il n'y a là qu'une surface structurale. Vers le Nord, cette surface est, en effet, formée de calcaires rauraciens, particulièrement résistants. La surface de 460 mètres ne serait-elle due qu'à la difficulté rencontrée par l'érosion qui a nivelé les étages inférieurs (400 mètres ou 360 mètres) ? Les coupes faites plus au Sud montrent qu'il n'en est rien (Fig. 29).

Du côté du Mont d'Or, Epeugney, Mérey-sous-Montrond, la même surface de 460 mètres-480 mètres est établie dans le bathonien, dont les débris donnent une teinte rougeâtre à la terre des sentiers ; et elle vient buter contre les pentes que protègent les chapiteaux rauraciens de la pénéplaine (le Mont d'Or, château de Montrond, éperons d'Epeugney et de Villers-sous-Montrond) (1).

Plus au Sud, au contraire, le plateau de Goux est de nouveau formé de couches rauraciennes. Une coupe Nord-Sud fait ainsi apparaître un vaste bombement anticlinal tranché par une surface d'érosion, à travers des calcaires très différents. Et il est particulièrement significatif de voir la surface, au Nord de Mamirolle, recouper tantôt les couches dures du rauracien, tantôt les couches plus tendres, calcaro-marneuses, du séquanien.

Une coupe Ouest-Est tranche, elle aussi, plusieurs étages, et conduit aux mêmes conclusions.

Cette surface, dont l'altitude reste constante entre 460 et 480 mètres, est donc bien une surface d'érosion.

Elle peut apparaître, de prime abord, comme un fragment de la surface d'Ornans, qui aurait été postérieurement dénivelée. Nous la voyons, en effet, occuper la plus grande partie de l'espace compris entre la faille de Mamirolle et le bourrelet de Besançon, et cela est encore plus frappant si nous faisons abstraction des niveaux de 400 et 360 mètres qui

(1) L'oxfordien manque sur le plateau, car les marnes qui le composent en majeure partie n'ont pas résisté à l'érosion et cela détermine même autour d'Epeugney des lambeaux de surface structurale qui prolongent la surface d'érosion.

Cette pente est sinueuse ; tantôt elle s'avance, formant un éperon caractéristique avec ensellement au pédoncule et versants dissymétriques, comme à Mérey-sous-Montrond ; tantôt, au contraire, elle forme des rentrants qui pénètrent comme des coins dans la surface supérieure (Tarcenay).

Et ce qui est, peut-être, une preuve plus frappante encore, ce sont les buttes-témoins qui se dressent en avant de la pente (château de Montrond, signal du Charmont, Mont d'Or) encore protégées par leur chapeau de rauracien (1) et qui gardent rigoureusement l'altitude du plateau voisin (2). Quelques-unes d'entre elles, seulement, plus violemment attaquées, se trouvent déjà à un niveau légèrement inférieur (butte de Villers-sous-Montrond).

Tout cela est extrêmement net et nous pouvons en conclure avec certitude que la surface de Montrond a été nivelée postérieurement à la surface d'Ornans. Si elle paraît au Sud limitée entre les soulèvements de l'arc bisontin et du Gros Bois, c'est qu'elle s'est, plus ou moins, moulée à l'intérieur de l'ancienne pénéplaine, en profitant des dépressions qui séparaient les reliefs structuraux.

Il ne saurait s'agir pourtant d'un ancien niveau de la pénéplaine d'Ornans qui serait à la surface de Trépot ce que celle-ci est à la surface de Vercel.

Les indices de moindre évolution sont, ici, nombreux. Nous avons vu combien la plateforme de Montrond est encore imparfaite. Son contact avec le plateau à 520 mètres présente la netteté et la fraîcheur de formes d'une ligne d'érosion récente ; l'éperon de Mérey tombe en abrupt sur le village de Villers ; les formes sont, toutes, des formes d'érosion subaérienne si bien conservées que l'on peut retrouver la place des affluents qui poussèrent leurs têtes entre ces buttes.

Rien qui ressemble, par conséquent, à la pente bosselée, indécise, d'Ornans à Vercel où l'on se demande parfois si l'on ne parcourt pas un plan incliné.

La surface de Montrond a donc été formée à une époque notablement plus récente et appartient bien au cycle qui a démantelé le plateau d'Ornans.

Cette surface présente deux pentes :

1° Une pente du Nord vers le Sud, qui prouve que le drainage se faisait vers la Loue. Le plateau qui, au voisinage de la Loue, est à 460 mètres d'altitude se trouve, en effet, au Nord autour de 480 mètres.

(1) La deuxième édition de la carte géologique (feuille de Besançon) a fait disparaître les buttes et éperons entièrement constitués de marnes oxfordiennes et leur a restitué leur couronnement de calcaires durs rauraciens.

(2) Château de Montrond à 520 mètres, Vierge du Charmont à 515 mètres, Mont d'Or à 511 mètres.

2° Une pente de l'Est vers l'Ouest qui, mesurée autour de Nancray, dans la partie la mieux conservée de la surface, donne 470 mètres-430 mètres, soit 40 mètres sur 5 kilomètres, ce qui fait une pente de 8 p. 1.000 (1). Cette pente paraît bien forte pour une surface d'érosion, malgré tout, assez poussée.

Mais nous devons nous souvenir que le plateau d'Ornans présente une pente de 5 p. 1.000. La pente de 8 p. 1.000 représenterait donc, d'une part, une pente d'érosion très normale de 3 p. 1.000, d'autre part, une pente de 5 p. 1.000 dont a été affectée toute la région lors de la dislocation.

Et cela suffit à montrer que le mouvement général de bascule du plateau d'Ornans fut causé par les dislocations contemporaines des grands soulèvements orientaux. S'il avait été un contre-coup du soulèvement du Mont Bon, il aurait été nivelé en effet par la surface de Montrond.

Ce mouvement de bascule fut d'ailleurs léger et purement local ; et, dans l'ensemble, il semble bien que le niveau de 460 mètres soit maintenant à peu près en place. On le retrouve, en effet, à l'Ouest de la Bresse sur la feuille Chalon-sur-Saône de la carte au 1/80.000, au Nord-Est du Creusot en particulier.

Il y a donc là un niveau très général, qui représente le plus gros effort de démantèlement des plateaux aux dépens de la pénéplaine d'Ornans.

Le plateau de Nozeroy

Nous devons retrouver dans les plateaux du Sud la trace du cycle qui a ainsi démantelé le plateau d'Ornans ; le plateau de Cuvier qui en était le prolongement direct dut être attaqué, lui aussi, par la même érosion.

En effet, dans la région de Nozeroy, à une altitude un peu inférieure à celle de Cuvier s'étend une surface d'érosion qui n'occupe guère moins de place. Entaillée en général dans la première, elle se compose de plusieurs tables qui atteignent vers le Sud leur plus grand développement (Fig. 21).

Le plus net de ces plateaux est celui de Doye qui se trouve à l'altitude à peu près uniforme de 790-800 mètres et dont le bord se dessine, assez monotone, au-dessus de l'Ain et de la Serpentine (Pl. III B).

On peut le raccorder avec tout un vaste ensemble de surfaces situées sensiblement au même niveau.

(1) Cette pente serait moins forte d'après la coupe fig. 28 ; mais le lambeau de surface resté à l'Ouest de la Vèze est trop réduit pour servir de base à des calculs précis.

A l'Ouest du ruisseau du Moulinet, le plateau de Charency présente la même altitude. Si l'on en excepte la crête qui domine à l'Ouest le village de Charency, c'est la même surface horizontale, sur laquelle s'étendent les champs coupés de noisetiers, large d'un kilomètre, sur trois de longueur, environ. Et cela se prolonge encore, vers le Sud, par le replat assez étroit sur lequel est construit le village de Lent.

Vers le Nord, aux plateaux de Doye et de Charency, se rattache celui de Charbonny et d'Onglières ; dominé par le mamelon de Charbonny, il s'étend jusqu'au ruisseau du Gouffre, prolongeant ainsi le plateau de Doye.

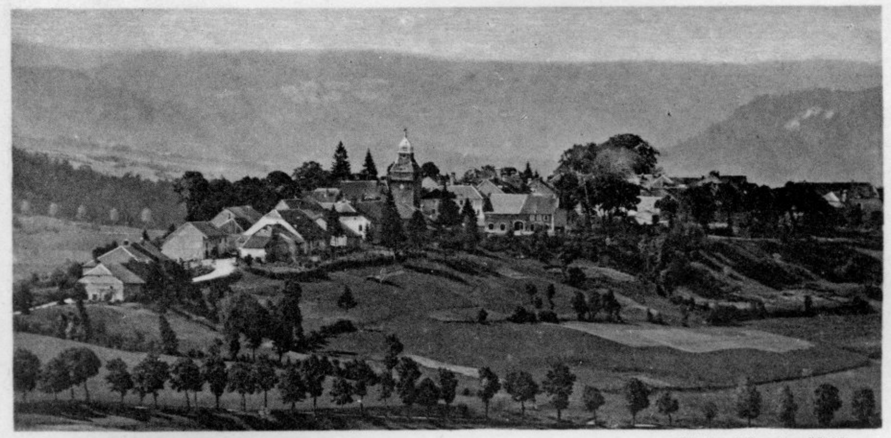
Ces plateaux sont moins développés à l'Est de la Serpentine, où d'ailleurs ils sont assez vite masqués par les recouvrements glaciaires. Cependant, là encore, on les retrouve, assez étendus, dans le Sud.

Le plateau de La Favière est entièrement composé de matériaux glaciaires ; mais il s'agit, en réalité, d'une ancienne surface rocheuse située aux environs de 800 mètres et recouverte ultérieurement par des cailloutis glaciaires qui forment aujourd'hui des bancs plus ou moins épais, compris entre 800 et 830 mètres d'altitude. Cela est particulièrement net dans la partie occidentale. On parcourt, en allant de Nozeroy à Conte, une large plate-forme, située à 795 mètres environ, bien plane et sur laquelle est construite la route. Comme les cailloutis glaciaires apparaissent partout dans les champs, on relève avec surprise un niveau correspondant à celui de Doye et qui semble niveler le glaciaire. L'explication est offerte par la tranchée récemment ouverte pour la construction de la gare de La Favière (1). On a une coupe qui montre nettement une surface d'érosion tranchant les couches en biais et recouverte par un mince placage glaciaire. La ligne de séparation n'est pas très nette, car la surface du calcaire semble avoir été fortement décomposée, et les produits de décomposition se confondent avec la partie inférieure de la moraine. Néanmoins, il est indiscutable que cette ligne de séparation tranche des couches calcaires ondulées. Nous avons donc bien affaire encore à un fragment de la même surface d'érosion. Cette surface était d'ailleurs mal nivelée, au moment de l'arrivée des glaciers, comme en témoignent les roches voisines situées à des altitudes un peu supérieures à 800 mètres.

Au centre de ces plateaux calcaires, la butte de Nozeroy, à 793 mètres, apparaît manifestement comme un fragment de cette même surface, réduit à une étroite table par l'érosion des vallées qui l'ont encerclée (Pl. III A).

Et comme c'est évidemment le bourg le plus important situé sur cette surface, comme la tour de Nozeroy apparaît nettement de tous les

(1) Fig. 31 et pl. II C.

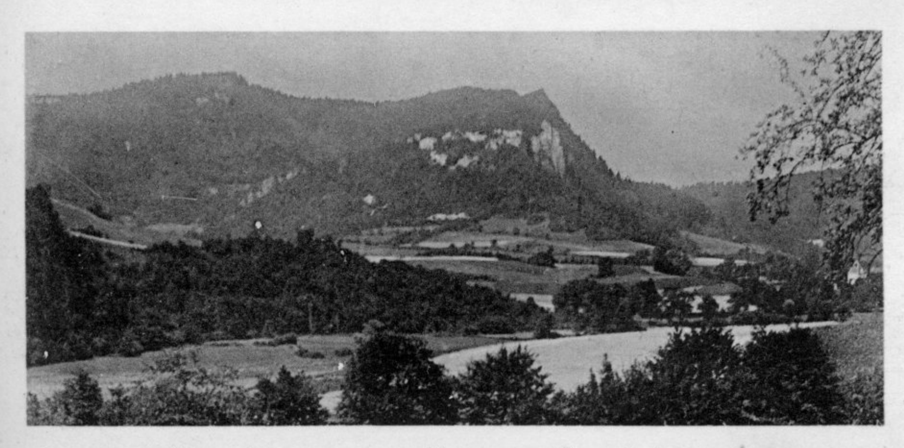


Cliché Martelet-Voidey

A. — Nozeroy (Vue prise du Nord-Ouest).



B. — Le plateau de Doye a l'Ouest de Nozeroy.



C. — Le bassin de Nans-sous-Sainte-Anne.

LÉGENDE DE LA PLANCHE III

A) NOZEROY (*vue prise du Nord*)

Le bourg est construit sur une butte étroite de 790 mètres d'altitude, qui domine à l'Ouest la vallée de la Serpentine, à l'Est celle du Serpentin et qui constitue un témoin de la surface dite de Nozeroy. La porte monumentale, au centre de la vue, marquait la sortie Nord de l'enceinte fortifiée.

Au premier plan, le niveau de Mièges.

Derrière les premières maisons, à gauche, au delà des arbres, les pentes montent vers le plateau de Billecul, témoin de la surface de Cuvier, c'est-à-dire de la pénéplaine d'Ornans.

A l'horizon, la Forêt du Haut-Joux, appartenant aux grands plissements orientaux.

B) LE PLATEAU DE DOYE, A L'OUEST DE NOZEROY

(*vue prise de la route d'Entreporte, à l'Ouest de Doye*)

On remarque la surface d'érosion à 790 mètres (ou de Nozeroy), sur laquelle est bâti le village de Doye. Au premier plan, une vallée sèche qui aboutit à la vallée d'Entreporte.

A l'horizon, les chaînes qui limitent à l'Est le plateau de Nozeroy.

C) LE LISON A NANS-SOUS-SAINTE-ANNE

environs, nous pourrons désigner la surface de 790-800 mètres sous le nom de surface de Nozeroy qui l'opposera à la surface supérieure de la même région, dite surface de Cuvier.

Nous avons ainsi deux séries de paysages assez différents où se mêlent les surfaces de Cuvier et de Nozeroy.

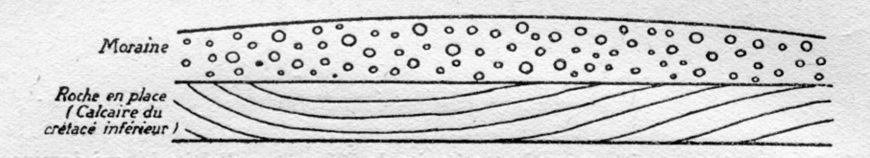


Fig. 31

COUPE OBSERVÉE DANS UNE TRANCHÉE A LA GARE DE LA FAVIÈRE PRÈS NOZEROY.

Hauteur de la coupe, 3 mètres, environ.

Vers le Nord et vers l'Ouest, des lambeaux de plus en plus réduits de la surface de Nozeroy disparaissent parmi la surface presque continue de Cuvier. C'est ainsi que Molpré, sur un éperon, à 790 mètres et le replat qui lui fait face de l'autre côté de la Serpentine pénètrent entre les hauteurs au Nord de Mièges à 860 mètres et les plateaux calcaires recouverts de glaciaire, au Nord de Longcochon.

Dans la région Sud, la surface de Cuvier n'est plus représentée, au contraire, que par des monadnocks qui parsèment la surface de Nozeroy (buttes de Charency et Charbonny, par exemple). Et autour du Franois, les témoins qui subsistent du niveau de Cuvier sont bien rares ; la plus grande partie de la plate-forme est entre 790 et 800 mètres.

La surface de Nozeroy est donc de plus en plus développée à l'Ouest de la surface de Cuvier qui la domine. Cette distribution même révèle deux cycles d'érosion successifs.

Comme il est naturel pour un cycle plus récent, la surface de Nozeroy est loin d'être aussi plane que celle de Cuvier. On observe les traces, déjà bien effacées, il est vrai, de vallées anciennes. C'est ainsi qu'entre Charbonny et Charency la surface du sol semble s'incurver légèrement, dessinant une vallée orientée Sud-Est-Nord-Ouest.

Nous avons donc une surface, encore imparfaitement nivelée, qui a rongé le plateau de Cuvier, 40 à 50 mètres plus bas.

Nous pouvons rapprocher ces formes de celles que nous avons observées entre Mamirolle et Besançon, sur la plate-forme de Montrond.

Le cycle Montrond-Nozeroy

Dans un cas comme dans l'autre, il s'agit, en effet, du premier démantèlement observé à l'Ouest de la pénéplaine ancienne.

De plus, l'altitude relative est la même en dessous de la pénéplaine, 40 à 50 mètres.

Il nous est donc permis de penser qu'il n'y avait là qu'une large plate-forme d'érosion qui courait autrefois le long de la pénéplaine, et qui, comme elle, fut disloquée plus tard.

Une seule objection permettrait d'en douter. Les surfaces de raccordements entre le plateau d'Ornans et la plate-forme de Montrond, d'une part, entre le plateau de Cuvier et la plate-forme de Nozeroy, d'autre part, sont loin de se ressembler.

Dans le second cas, en effet, on n'observe pas de vallées bien marquées entaillant une pénéplaine, et mordant sur elle par des pentes assez raides, mais au contraire, des pentes douces qui s'infléchissent en haut vers des croupes à peu près horizontales et qui s'incurvent en bas pour se raccorder avec une surface plus ou moins bossuée. C'est ce que l'on voit, par exemple, à l'Ouest de Molpré, sur la rive droite de la Serpentine.

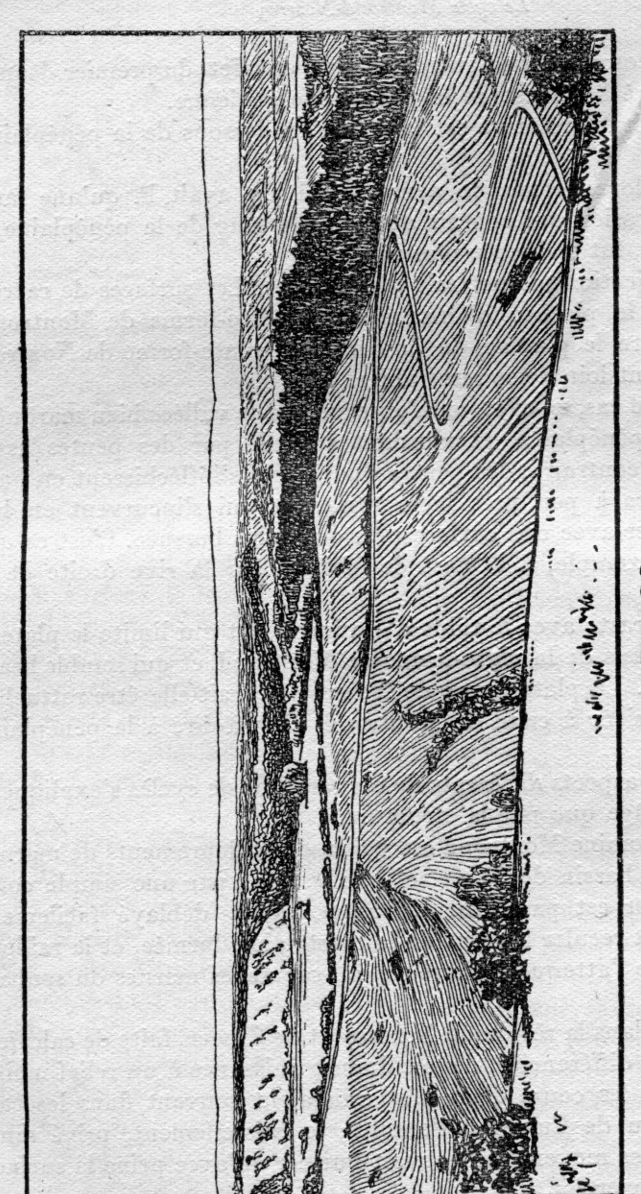
Cela fait contraste avec le talus d'érosion si net qui limite le plateau d'Ornans au-dessus de la plate-forme de Montrond, et qui semble beaucoup plus jeune. La plate-forme de Nozeroy devrait-elle être rattachée à un cycle antérieur à celui de Montrond, c'est-à-dire à la pénéplaine d'Ornans ?

En réalité, les aspects différents de ces raccords de cycles s'expliquent moins par leur âge que par la structure.

Le talus qui domine Montrond est voisin des affleurements de marnes oxfordiennes du bassin de Saône, et ce n'est pas par une simple coïncidence qu'il leur est parallèle. L'érosion, ayant déblayé facilement les marnes, a fait reculer le front de la *cuesta* ainsi formée, et la raideur du talus exprime l'attaque vigoureuse qui sapait les marnes du soubassement.

Au contraire, dans la région de Nozeroy et de Cuvier, faite de calcaire, la structure, peu différenciée, devait donner naissance à un relief moins accusé ; de plus, les cours d'eau disparaissaient souvent dans les calcaires du plateau de Cuvier à l'amont ; le ruissellement, privé ainsi d'une partie de ses moyens, ne pouvait buriner qu'avec peine la surface sur laquelle il s'exerçait.

Aussi, de même que nous avons plus haut relié le plateau de Cuvier à celui d'Ornans, pouvons-nous maintenant raccorder la plate-forme de Montrond et celle de Nozeroy.



LA SURFACE D'ÉROSION DE NOZEROY

A cette surface (790 mètres environ) appartiennent l'extrémité Sud du plateau de Doye (à gauche) et les plateaux au delà de la vallée. Le gradin, vers lequel s'élève la route, appartient au niveau de Mièges (750 mètres). (V. Troisième partie, Chap. II.) Les sapins marquent la vallée de l'Ain. A rapprocher de la carte morphologique, Fig. 21.

Elles représentent le premier épisode du démantèlement de la pénéplaine, et formaient autrefois un gradin sur son bord occidental.

Il n'y avait pas là cependant, même à l'origine, une simple marche d'escalier. Les hauteurs bisontines existaient déjà quand fut nivelée la plate-forme de Montrond et elles s'interposaient entre cette plate-forme et les régions, situées plus à l'Ouest, vers lesquelles se faisait le drainage. De même, la surface de Nozeroy, qui appartenait au même cycle, s'est développée derrière la Montagne de Fresse et la Côte Poire sans que ces hauteurs aient été nivelées. Des bourrelets subsistaient ainsi le long du gradin.

C'est la disposition qui était apparue vers la fin du cycle de la pénéplaine et qui a guidé le démantèlement.

L'érosion a naturellement respecté les hauteurs où l'eau s'infiltrait sans laisser place à aucun ruissellement superficiel, et elle a entaillé les plateaux en contre-bas où elle a sculpté des plates-formes comme celles de Montrond ou de Nozeroy. Elle aurait sans doute fini par raboter les hauteurs formant bourrelets comme le reste des plateaux si elle s'était exercée assez longtemps. Mais le Mont Bon et la Montagne de Fresse, qui avaient déjà résisté au nivellement de la pénéplaine d'Ornans, résistèrent mieux encore à l'action du cycle Montrond-Nozeroy qu'elles subirent moins longtemps.

Les nouvelles formes se sont donc moulées sur celles qu'avait transmises la pénéplaine, prototype de tous les plateaux.

II. — *Deuxième cycle du démantèlement*

Les plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier

Cette première attaque de l'érosion, qui, à l'intérieur des plateaux d'Ornans et de Cuvier nivela les surfaces de Montrond et de Nozeroy, fut bientôt suivie d'un nouveau cycle, antérieur, lui aussi, à la dislocation des plateaux.

Ce cycle n'apparaît guère sur les plateaux du Nord ; mais il faut songer que nous ignorons jusqu'où s'étendaient les plateaux à l'Ouest de la chaîne bisontine ; peut-être s'y est-il autrefois développé des niveaux semblables à ceux que nous trouvons plus au Sud. Quant à l'Est de cette chaîne, il semble que dès ce moment s'installe sur les plateaux de Montrond et de Saône la forme de bassin fermé qui y subsiste encore aujourd'hui. La surface de 400 mètres, en particulier, a dû déjà se développer par rapport à un niveau de base intérieur.

C'est au Sud, dans les plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier, que ce nouveau cycle va se trouver représenté.

Le plateau de Champagnole

Le plateau de Champagnole est, peut-être, le mieux défini des plateaux du Jura. Deux lignes de hauteurs l'enserrent, en effet, à l'Est et à l'Ouest, qui ne laissent sur ses limites aucun doute possible. Comme elles vont en se rapprochant vers le Nord et vers le Sud, le plateau a la forme d'une lentille très allongée.

Il n'en fallait pas moins pour assurer son unité. De profondes vallées le morcellent en effet, et laissent à qui le parcourt l'impression d'une série de plateaux juxtaposés.

De tous ces compartiments, le plus au Nord est celui qui s'étend entre Andelot au Nord, Champagnole et Crotenay au Sud et que nous appellerons plateau de Valempoulières. Adossé à l'Ouest à la chaîne de l'Heute, il est limité à l'Est par la vallée de l'Angillon que surplombe, au delà, la puissante masse de la montagne de Fresse, et il a la forme d'un triangle reposant au Sud par sa base sur la vallée de l'Ain.

Ce plateau reste à une altitude très uniforme de 650 mètres (Fig. 34) ; les points hauts, particulièrement nombreux dans le Nord-Est, sont autour de 660 mètres ; on y rencontre, d'autre part, des gouttières en forme de vallées sèches, profondes de 10 à 20 mètres, et assez étroites. Mais l'observation des formes de détail est très malaisée, car, à part les alentours de Valempoulières, seuls défrichés, des forêts couvrent tout le plateau, Forêt de la Faye, Forêt de Valempoulières, qui prolongent celles du plateau lédonien.

Au Sud du plateau de Valempoulières, après avoir traversé la vallée de l'Ain, large d'environ 3 kilomètres, on trouve un deuxième plateau, qui est l'élément essentiel du plateau de Champagnole et qui se poursuivra avec des caractères à peu près identiques jusqu'au bord de la feuille de Saint-Claude, au Sud de Clairvaux.

Mais ce n'est pas à dire qu'il forme une surface continue. Des vallées parallèles, étroites et profondes, le découpent : vallée sèche entre le lac de Narlay et le lac de Chalain, vallées du Hérisson, de la Syrène, du Drouvenant.

L'altitude et les caractères restent les mêmes de part et d'autre de ces coupures. Nous avons affaire à un plateau dont l'altitude moyenne est de 640 à 650 mètres, comme celle du plateau de Valempoulières. Une promenade de Loulle à Saffloz ou de Chevrotaine à Ménétrux-en-Joux, malgré les nombreux bois et taillis qui masquent si souvent la topographie, permet de reconnaître les caractères de cette surface. Le calcaire mal nivelé forme des bosses et des dépressions sur lesquelles sont venues parfois s'étaler des alluvions glaciaires ; dans l'ensemble, on n'en garde pas moins cependant l'impression de plateau assez régulier.



Fig. 33

LES LACS DU HÉRISSON SUPÉRIEUR (ILAY, PRÈS LA CHAUX-DU-DOMBIEF).

La plateforme du Franois (au fond) est entaillée par la vallée du Hérisson et les lacs de la Motte et Maclu.

Ce plateau semble se prolonger, plus au Sud encore, sur la feuille de Saint-Claude. Mais les plateaux de Thoiria au Nord de la Cimante, de Meussia au Sud se trouvent à une altitude inférieure, qui n'atteint pas 600 mètres sous les moraines. Le plateau cesse, par conséquent, bien au Nord des étranglements de Moirans qui semblent en marquer la fin sur une carte structurale. Cette plate-forme de Moirans-Meussia (1) évoque déjà très nettement d'ailleurs le Jura méridional : c'est la même présence toute proche des crêtes qui hachent le paysage, ce sont les buis qui donnent en été une teinte roussâtre au plateau, c'est la couleur grise des calcaires du jurassique supérieur, ce sont les cailloux morainiques épandus un peu partout, c'est enfin le val qui s'insinue entre les hauteurs et pousse ses affluents à travers les cluses. Tout, ici, annonce que nous ne sommes plus dans le Jura central.

A l'Ouest, différent du plateau de Valempoulières, le grand plateau du Sud ne rejoint pas la chaîne de l'Heute ; il en est séparé par la très large entaille de la vallée de l'Ain sur laquelle il tombe à peu près à pic.

Il n'est pas facile, à cause des bois qui longent ce rebord, d'avoir une bonne vue sur la vallée ; les hauteurs qui dominent Doucier ou l'église de Fontenu offrent cependant un observatoire ; en regardant la vallée par delà les eaux si bleues du lac de Chalain, on demeure alors étonné de l'ampleur de cette entaille qui suit fidèlement le rebord Est de la chaîne de l'Heute. C'est la dépression la plus marquée de tous les plateaux du Jura central ; auprès d'elle, la vallée de la Loue n'apparaît que comme une étroite rigole, et l'analyse morphologique devra bientôt nous en rendre compte.

Non seulement cette vallée de l'Ain pénètre dans le plateau qu'elle festonne par des « reculées », non seulement elle se prolonge jusqu'au cœur du plateau par des afflluents aux vallées profondes, comme le Hérisson ou le Drouvenant, mais, naturellement, les bords du plateau les plus proches de la vallée présentent de larges dépressions sèches qui, souvent, abaissent, jusqu'à 620 mètres environ, ces bords du plateau. Tel est le cas, par exemple, de la région de Mont-sur-Monnet.

A l'Est, on ne peut pas suivre, non plus, le plateau de 640-650 mètres jusqu'à la ligne de faîte qui barre l'horizon au Sud de la Montagne de Fresse, et qui, par la Forêt domaniale de Bonlieu, le Signal Maclu, à plus de 1.000 mètres, va rejoindre la Forêt du Haut-Joux. Mais, tandis que le plateau de Champagnole est limité à l'Ouest par la vallée de l'Ain, de ce côté, c'est une ligne de hauteurs qui s'interpose, formant à 800 mètres d'altitude environ un gradin autour du Franois et de

(1) Le sommet de la moraine, au Sud de Meussia, offre pour cette plate-forme un bon point de vue.

Bonlieu, et ce gradin, déjà, n'appartient plus au plateau de Champagnole, car nous y avons reconnu le prolongement du plateau de Nozeroy.

Le caractère des plateaux qui, au Nord et au Sud de Champagnole, forment le traditionnel plateau de Champagnole, nous apparaît ainsi moins net qu'à première vue, et nous devinons déjà les difficultés qui vont se présenter quand nous étudierons l'origine de cette surface.

Le plateau de Valempoulières, fait de bathonien moyen, pourrait être dû à une surface structurale, et la bande étroite de bathonien supérieur qui le borde à l'Est ne suffit pas à infirmer cette hypothèse. Il semble, à première vue, que cela doive être vrai aussi des plateaux du Sud, où l'horizontalité des couches apparaît nettement dans la base du Surmont, au Sud de Champagnole.

Mais cette horizontalité n'est qu'apparente. Sur les flancs de la reculée de Ney, on voit les couches monter très lentement vers le Nord, et, en effet, de part et d'autre de Champagnole, les plateaux du Nord et du Sud présentent, à la même altitude, des terrains très différents. Au bathonien du Nord s'oppose dans le Sud le séquanien qui affleure sur presque tout le plateau. On trouve aussi, dans ces plateaux du Sud, à l'Ouest de Loulle particulièrement, de larges taches de virgulien et ptérocérien que rien ne révèle dans la topographie. Et, plus au Sud, encore, entre Crilla, Saugeot et Denizières, la même surface topographique recoupe des calcaires rauraciens.

Nous pourrons donc en conclure, très sûrement, que cette surface, située autour de 650 mètres, tranchant des couches si diverses, sera une surface d'érosion. Et nous pourrons ajouter aussi que le plateau de Valempoulières qui la prolonge vers le Nord, à la même altitude, au delà de l'Ain, appartiendra à la même surface.

Mais, si le plateau de Champagnole est bien une surface d'érosion, il est loin de former une surface d'érosion parfaite. Les cotes s'élèvent à mesure que nous nous dirigeons vers l'Est, bien que le plateau resserré entre la vallée de l'Ain et les hauteurs de Bonlieu ne présente guère plus de 7 à 8 kilomètres de largeur. En outre, les points qui dépassent 680 mètres sont nombreux. Souvent dus à des affleurements de virgulien et ptérocérien, on les rencontre aussi dans le rauracien (699 mètres au Nord de Crilla), dans le séquanien (680 mètres au Nord de Fontenu).

Nous avons donc une surface d'érosion imparfaite que des monadnocks dominent parfois d'une quarantaine de mètres. L'étude du bord Est du plateau nous permettra de saisir l'origine de ces monadnocks.

Nous avons vu en effet (1) que, de ce côté, la limite du plateau de

(1) V. Première partie, chap. V.

Champagnole est formée par le plateau du Franois, prolongement de celui de Nozeroy (Fig. 35). Et le contact est un contact d'érosion extrêmement net. Il est formé par toute une série d'indentations qui ne correspondent pas à des différences structurales, mais aux prolongement des vallées du plateau de Champagnole.

Entre ces vallées, les hauteurs boisées du Franois s'avancent vers l'Ouest.

Des buttes-témoins les prolongent, comme le Mont Rivel qui domine Champagnole (789 mètres). Une autre de ces buttes, la Côte de Surmont, ferme par une barre de près de 5 kilomètres de longueur l'horizon de Champagnole au Sud-Est. Autrefois, sans doute, elle ne devait former qu'un éperon raviné à l'Ouest par une vallée qui prolongent la reculée de Ney ; cette vallée, aujourd'hui, est, en partie, sèche et, en partie, drainée dans le sens opposé par le ruisseau de Vaudioux ; mais l'émissaire souterrain du lac du Fioget, qui va alimenter le Ruisseau de la Reculée (1), est encore un témoin de cet ancien drainage. Ce n'est qu'à une date plus récente que l'éperon dut être complètement isolé par l'Ain et transformé en butte-témoin.

En dehors de ces buttes, qui appartiennent manifestement à la surface du Franois, des hauteurs résiduelles demeurent sur le plateau de Champagnole, anciennes buttes qui n'ont pu être complètement nivelées, particulièrement à l'Est. C'est le cas des hauteurs entre Chatelneuf et Loulle, qui ont 720 mètres d'altitude, en moyenne, mais qui atteignent en quelques points 760 mètres ; les hauteurs de Mont-sur-Monnet dépassent 700 mètres ; celles de Saffloz, 680 mètres.

Le contact d'érosion étant, dès lors, bien établi, la surface d'érosion du plateau de Champagnole, à 150 mètres environ en contre-bas du plateau du Franois, représente un cycle postérieur.

C'est, après la surface de Nozeroy, le deuxième stade dans le démantèlement de la pénéplaine.

Le plateau de Lons-le-Saunier (2)

On appelle plateau de Lons-le-Saunier le plateau, situé à une altitude moyenne de 550 mètres, qui forme, en quelque sorte, la première marche de l'escalier jurassien quand, de Lons-le-Saunier on se dirige vers l'Est. On l'aborde de l'Ouest par les pentes qui dominent la Bresse, dans

(1) E. Fournier, *Les eaux souterraines*. **73**, p. 141.

(2) Ou plateau lédonien. Le nom de plateau de Lons-le-Saunier est consacré par la tradition, et nous ne voyons aucune raison pour lui substituer le nom de Chateau-Chalon, emprunté à une localité qui, pas plus que Lons-le-Saunier, n'est située sur le plateau lui-même. Cette dernière dénomination est celle de L. Rollier (*Le plissement de la chaîne du Jura*, **145**, p. 405).

une zone assez heurtée où se pénètrent la montagne et la plaine. Ces pentes raides, couvertes de vignes et de bois, sont interrompues de temps en temps par de larges brèches transversales où des corniches calcaires dominent à pic d'étroites vallées. Ce sont les « reculées » de Lons-le-Saunier, Voiteur-Baume, Poligny, Arbois, Salins, par où les rivières de la Bresse, Vallière, Seille, Orain, Cuisance, Furieuse placent leurs sources jusqu'au cœur du plateau, sciant des gorges profondes de 80 à 100 mètres. Aussi tous les chemins qui s'élèvent de la plaine, profitant de ces reculées, débouchent au milieu du plateau, évitant le rebord peu élevé qui le termine à l'Ouest.

A l'Est, le plateau se limite, sans hésitation possible, par une longue série de hauteurs monotones qui le dominent d'une soixantaine de mètres et qui s'infléchissent à peine, de temps en temps : l'œil ne peut guère y accrocher, comme repères, que les ruines de Mirebel et surtout celles de Montrond-du-Jura, au-dessus des routes qui, de Lons-le-Saunier ou Poligny, convergent vers Champagnole. Cette barre rectiligne, c'est la côte de L'Heute qui se poursuit sur plus de trente kilomètres et au delà de laquelle se profilent à l'horizon les masses sombres du Haut-Jura.

Au Sud, pas de limite spéciale ; les hauteurs de l'Ouest et de l'Est se rapprochent peu à peu et terminent le plateau en un fuseau de plus en plus étroit qui va mourir vers Orgelet. Les dépressions oxfordiennes occupent autour d'Orgelet presque tout l'espace entre les crêtes. Elles amorcent un niveau d'érosion situé à 500 mètres d'altitude que l'on peut suivre vers le Sud dans la vallée de la Valouse ; on le trouve, en particulier, autour de Chavéria et Montjouvent. Mais il s'agit, en réalité, d'un niveau inférieur d'une cinquantaine de mètres à celui de Lons-le-Saunier, de même que le niveau de Meussia, plus à l'Est, était à 50 mètres au-dessous du plateau de Champagnole.

Au Nord, les hauteurs de Salins élèvent à plus de 800 mètres des sommets entre lesquels se creuse, jusqu'à 300 mètres, l'énorme dépression de Salins ; les reliefs et les creux se conjuguent ici pour limiter le plateau de Lons-le-Saunier que l'on arrête d'ordinaire à la vallée de la Furieuse.

Entre ces limites s'étale une surface de dix kilomètres de largeur, sur plus de quarante kilomètres de longueur.

Peu de régions du Jura donnent une pareille impression de plateau. Certains auteurs, même, ne reconnaissent pas dans le Jura d'autre plateau typique que ceux d'Ornans et de Lons-le-Saunier. Toute traversée, si rapide soit-elle, fait apparaître ce caractère. Sur les surfaces dénudées, le gazon maigre est troué de dolines et bossué par des pointements de pierres blanchâtres régulièrement alignées ; et le paysage reste le même, uniformément plat dans l'ensemble de l'Est à l'Ouest,

de Nogna au Retour-de-la-Chasse. On éprouve la même impression quand, du Nord au Sud, on parcourt les bois, de layon en layon, en contournant les larges dépressions, aux pentes plus ou moins raides, par où la forêt paraît plus inhospitalière encore.

Dans la course à travers le plateau, cependant, l'attention se détourne encore trop facilement sur les dolines ou les vallées sèches qui accidentent le paysage en compliquant la topographie. Il faut, pour en dégager plus nettement le caractère, grimper sur les belvédères qui le dominent à l'Est ou à l'Ouest. De la Croix Rochette, au Sud-Ouest, la vue tient tout le plateau jusqu'à la barre rectiligne de l'Heute. Les dolines et les dépressions s'effacent pour ne laisser apparaître que de vastes étendues de champs, dont les molles ondulations cachent le pied de l'Heute. On découvre la même planité de surface quand on regarde le plateau de l'Est, par exemple de la lisière du petit bois où se cachent les ruines de la Tour de Montrond. Mais ici, au Nord-Est, le plateau disparaît à peu près complètement sous les forêts épaisses, à peine trouées de rares clairières.

Cette surface sensiblement plane est bien une surface d'érosion.

Elle est formée surtout de bajocien ; mais le bathonien y affleure à l'Est, à peu près à la même altitude, avant de se relever du côté de la chaîne de l'Heute.

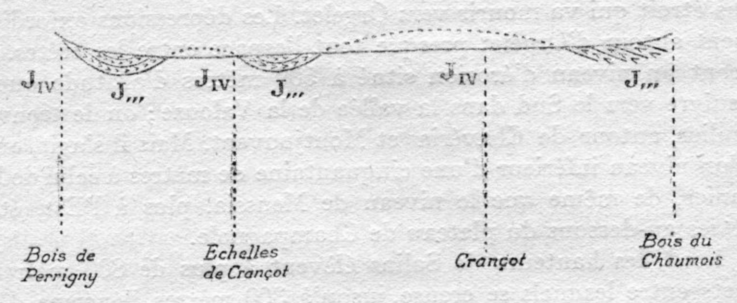


Fig. 36

COUPE DES ENVIRONS DE CRANÇOT SUR LE PLATEAU DE LONS-LE-SAUNIER.
Echelle, 1/80.000.

Si nous examinons de plus près la répartition des étages géologiques, nous verrons apparaître plus nettement encore la surface d'érosion. Les nombreuses alternances de bathonien et de bajocien qui ne se traduisent pas dans la topographie en sont une preuve indiscutable. Nous avons affaire à une structure ondulée, dont les traces ont complètement disparu. C'est ainsi qu'au Nord-Est de Lons-le-Saunier, quand on traverse le plateau à la hauteur de Crançot, on rencontre par trois fois successivement le bajocien et le bathonien (Fig. 36). Et les différences

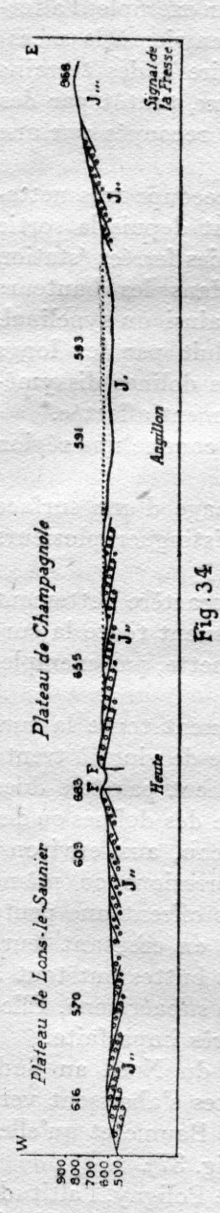


Fig. 34

COUPE A TRAVERS LES PLATEAUX DE LONS-LE-SAUNIER ET CHAMPAGNOLE.
Echelle des longueurs, 1/100.000 ; des hauteurs, 1/50.000.



Fig. 35

COUPE A TRAVERS LE PLATEAU DE CHAMPAGNOLE. Echelle des longueurs, 1/100.000 ; des hauteurs, 1/50.000.

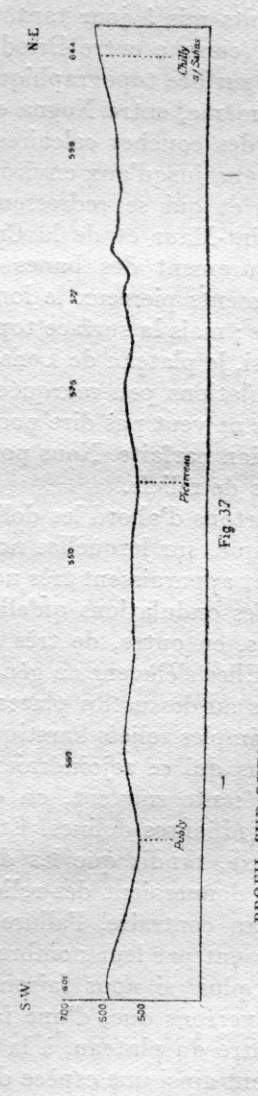


Fig. 37

PROFIL SUD-OUEST-NORD-EST A TRAVERS LE PLATEAU DE LONS-LE-SAUNIER.
Echelle des longueurs, 1/320.000 ; des hauteurs, 1/20.000.

de reliefs, cependant, ne s'accordent nullement avec les différences de terrains. Entre Crançot et les Echelles de Crançot, par exemple, l'alternance de petites buttes et de dépressions ne répond en rien à la sucession du bajocien et du bathonien. Nous avons affaire à des terrains différents mis à jour tantôt par de faibles anticlinaux, tantôt par des failles (comme entre Briod et Vévy), mais qui sont recoupés par une même surface topographique.

De même, entre Nogna et Saint-Maur, la surface recoupe très nettement des couches calcaires qui plongent vers l'Ouest depuis la sortie de Nogna jusqu'aux environs de la bifurcation des voies ferrées (station Bifur) et qui se redressent ensuite vers l'Ouest, dans les hauteurs de Saint-Maur et de la Croix Rochette, dessinant ainsi un synclinal. L'affleurement des bancs calcaires inclinés se traduit par les longs alignements pierreux le long desquels se forment des dolines dissymétriques ; mais la surface topographique n'en est nullement affectée.

Ainsi, le plateau de Lons-le-Saunier nous apparaît comme une région d'ondulations peu marquées et effacées par l'érosion.

Cela ne veut pas dire pourtant qu'il nous offre l'image d'une surface d'érosion parfaite. Nous pouvons, au contraire, y distinguer plusieurs sortes de reliefs.

Écartons d'abord les dolines et les dépressions à caractère nettement karstique, sur lesquelles nous reviendrons ; elles bossuent toute la surface, et apparaissent très nettement, de la Croix Rochette, par exemple, dans les ondulations qu'elles impriment aux routes.

Mais, en outre, de très nombreuses buttes parsèment toute la surface. Elles s'élèvent en général à une altitude relative de vingt à trente mètres au-dessus du plateau, et ne peuvent absolument pas être dues à de simples reliefs karstiques, *hums* subsistant entre des dolines ou des ouvalas qui se rejoindraient à leurs pieds. Le plateau, aux environs, ne présente souvent, en effet, que de petites dépressions ou même d'insignifiantes dolines. Et, dès leur base, ces reliefs offrent une pente convexe, tandis que les dépressions qui s'étendent en creusant leurs bords donneraient des reliefs aux pentes raides. Ces buttes ont tout à fait, au contraire, l'allure de monadnocks d'érosion subaérienne. Elles trahissent par leur nombre une dénudation encore très imparfaite.

De plus, si nous faisons maintenant une coupe du Nord au Sud, nous verrons que, d'une façon très générale, les cotes s'abaissent vers le centre du plateau, à la hauteur de Crançot et de Baume et qu'elles donnent ainsi une espèce de gouttière très évasée (Fig. 37).

Notons, en effet, que, vers le Nord, à la hauteur de Poligny, l'altitude n'est jamais inférieure à 560 mètres. On trouverait même, plus au Nord, des altitudes plus élevées, mais nous verrons plus loin qu'elles sont dues à une déformation ultérieure (Fig. 34).

L'altitude moyenne est encore de 550 mètres autour de Lamarre. La surface s'abaisse ensuite de plus en plus vers le Sud et les points les plus bas forment une dépression à moins de 500 mètres entre Crançot et Verges.

Vers le Sud, au delà de cette dépression, les cotes remontent peu à peu, et le plateau de Publy se trouve compris entre 520 et 540 mètres.

Il y a bien là une espèce de gouttière, en pente très douce, dans le prolongement de la Seille et du Dard.

Cette forme peut s'expliquer de deux façons :

1° On peut supposer que le plateau a été en quelque sorte ployé vers son milieu, tandis que le Nord et le Sud se relevaient. Cela se serait produit à une époque postérieure à la formation du plateau qui aurait, depuis, gardé cette forme.

On remarque, d'accord avec cette hypothèse, que ces hauteurs deviennent de plus en plus élevées vers le Nord-Est et qu'elles s'y relient aux pentes qui amorcent la chaîne de l'Heute. D'où l'idée que toutes ces dénivellations pourraient bien être d'origine tectonique.

2° Nous croyons cependant qu'il n'en est rien et que la dépression de Crançot est due à l'érosion.

Au lieu de présenter l'allure d'une cuvette synclinale, elle va, en effet, en s'étranglant vers l'amont comme une vallée sèche.

Il est, d'autre part, caractéristique que cette dépression se trouve exactement sur le prolongement de la vallée de la Seille ; elle ressemble ainsi aux innombrables vallées sèches que les rivières actuelles ont peu à peu abandonnées en se déplaçant vers l'aval.

Cela pourrait s'expliquer sans doute par le fait qu'une fois la gouttière formée, les eaux s'y sont rassemblées, déterminant ainsi la position de la vallée de la Seille.

Mais il faut remarquer aussi que les pentes qui, du Nord et du Sud, s'inclinent vers la dépression de Crançot sont d'à peu près 3,8 p. 1.000 (pente mesurée sur 13 kilomètres entre la forêt de Poligny à 560 mètres et la forêt de Granges-sur-Baume à 520 mètres). C'est un chiffre qui répond tout à fait à la pente transversale d'une surface d'érosion encore imparfaite (1).

Nous pourrons donc en conclure avec beaucoup de vraisemblance que ces dénivellations du plateau de Lons-le-Saunier sont bien dues à l'érosion ; elles se sont formées par rapport à une rivière qui devait se trouver sur l'emplacement de la Seille actuelle et de son prolongement.

(1) Cette pente n'est pas, en réalité, bien inférieure à celle que nous avons reconnue sur la pénéplaine d'Ornans ; mais le caractère inachevé d'une surface d'érosion, surtout parmi les calcaires, se traduit plus par l'abondance des reliefs résiduels que par l'inclinaison des pentes générales.

Ce cours d'eau, seul, semble avoir eu une influence prépondérante sur la formation du plateau lédonien.

Les différentes rivières parallèles à la Seille et d'une importance presque égale n'ont joué aucun rôle.

Nous n'avons pas, en effet, de formes d'interfluves avec des rigoles séparées par des dos d'ânes comme il serait normal sur une plaine formée par des rivières parallèles. La pente, comme nous l'avons vu, s'abaisse, au contraire, du Nord et du Sud, vers la dépression de Crançot.

D'autre part, ces rivières parallèles à la Seille ne sont pas prolongées, toutes, par des vallées sèches, témoins de vallées antérieures. Si cela arrive (c'est le cas pour l'Orain et la Cuisance), la vallée sèche a gardé un caractère infiniment plus net que la dépression de Crançot : forme sinueuse, décroissance régulière de l'amont vers l'aval ; elle pénètre bien moins loin vers l'intérieur du plateau ; enfin elle n'a aucune influence sur l'allure générale du pays voisin ; tout révèle des formes plus récentes. Par contre, la Vallière ne se prolonge par aucune vallée sèche de ce genre.

Nous sommes ainsi obligés d'admettre que le plateau de Lons-le-Saunier s'est principalement formé ou qu'il a tout au moins reçu son modelé actuel par rapport à une vallée située sur l'emplacement de la Seille. Les autres vallées n'ont qu'une importance secondaire ; elles se sont installées sur les bords de ce plateau postérieurement à sa formation, en s'adaptant à des conditions nouvelles.

Le plateau de Lons-le-Saunier est donc une surface d'érosion subaérienne, comme le plateau de Champagnole.

L'un et l'autre sont cependant formés uniquement de calcaires, ce qui se manifeste, aujourd'hui, par l'absence de drainage, par la présence d'innombrables dolines, par la conservation des vallées sèches.

Pour que des surfaces d'érosion aient pu s'y établir, il faut, comme pour le plateau d'Ornans, que l'altitude de ces plateaux ait été, à un certain moment, voisine du niveau de base et que l'érosion karstique ait été exclue par la proximité même de ce niveau.

Les conditions étaient alors très différentes des conditions actuelles. Nous allons essayer de les définir.

La continuité des plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier

Nous avons deux surfaces d'érosion bien nettes, présentant des caractères analogues, situées de part et d'autre de la chaîne de l'Heute. Ces surfaces sont actuellement limitées par des chaînes de hauteurs qui les privent de toute communication l'une avec l'autre ; ce n'est qu'au prix de pénibles montées que les routes parties de Lons-le-Saunier ou Poligny atteignent les cols de l'Heute pour se diriger vers Clairvaux

ou Champagnole. Pour découvrir quelles sont les relations des plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier, nous devons d'abord étudier comment ils se comportent vis-à-vis des hauteurs qui les enserrent.

A la différence des hauteurs de Fresse, la chaîne de l'Heute et celle du Vignoble lédonien, de Salins à Beaufort, sont dues, selon nous, à des mouvements tectoniques postérieurs à la formation des plateaux.

Les arguments sont nombreux :

1° Tout d'abord, les surfaces d'érosion des plateaux n'ont pas pu se former dans les conditions actuelles.

Le plateau lédonien est dominé, à l'Est comme à l'Ouest, par deux séries de hauteurs qui se rejoignent en l'encerclant, au Nord et au Sud. Les seules brèches par où l'érosion aurait pu s'y glisser sont les reculées de l'Ouest qui n'ont, en général, aucun rapport, nous l'avons vu, avec la morphologie du plateau. Seule, la reculée de Baume-les-Messieurs se prolonge sur le plateau par une importante dépression. Mais, dans les conditions actuelles, c'est tout le long du Vignoble que l'érosion aurait dû s'exercer. Elle aurait alors attaqué les escarpements qui se dressent aujourd'hui au-dessus de Poligny ou de Voiteur et les aurait nivelés avant même d'avoir complètement nivelé le plateau.

Enfin, l'hypothèse de monadnocks structuraux ne semble pas pouvoir s'appliquer ici ; en aucun cas, on ne trouve de hauteurs encerclées par une même surface d'érosion.

Il en est de même sur le plateau de Champagnole. Celui-ci, sans doute, est bien drainé aujourd'hui par l'Ain. Mais la rivière ne s'échappe vers le Sud que par les gorges entre Moirans et Orgelet, et, là encore, ce sont les régions les plus en amont, celles qui devraient être le moins atteintes par l'érosion, qui présentent les larges surfaces de dénudation du plateau de Champagnole.

On peut donc penser que les hauteurs actuelles ne se sont formées qu'après le développement des surfaces d'érosions sur les plateaux.

2° La chaîne de l'Heute, qui domine aujourd'hui les deux plateaux, en offre une deuxième preuve. Elle ne peut, en effet, constituer un monadnock. C'est une chaîne à peu près rectiligne qui, à l'Est comme à l'Ouest, tombe par un abrupt marqué sur des surfaces d'érosion.

A l'Ouest de cette chaîne, le plateau de Lons-le-Saunier forme une surface de dénudation très nette jusqu'au pied de la montagne. Aucun feston ne témoigne d'un effort pour prolonger la surface d'érosion aux dépens de la chaîne. Si la ligne de faîte s'abaisse en certains endroits (Est de Verges, Ouest de Crotenay et de Montrond), elle dresse, malgré tout, au-dessus du plateau occidental voisin un escarpement d'une trentaine de mètres. Et l'appel de l'érosion est bien plutôt venu, ici, de la vallée de l'Ain. Le plateau lédonien semble avoir été brusquement interrompu dans sa formation par la surrection de l'Heute.

A l'Est, c'est le même contact avec le plateau de Valempoulières, la seule partie du plateau de Champagnole dont l'Heute ne soit séparée par la vallée de l'Ain.

Et, cependant, cette chaîne est formée des mêmes calcaires bathoniens que ceux du plateau de Lons-le-Saunier, et ces calcaires ne sont pas plus durs, non plus, que ceux du plateau de Champagnole. Bien plus, la présence d'une longue bande de marnes oxfordiennes au milieu de la chaîne aurait dû faciliter l'érosion qui, profitant de ces terrains tendres, en aurait fait un point de départ pour attaquer les hauteurs voisines.

Si imparfaites qu'apparaissent les surfaces d'érosion des plateaux, elles ne sauraient admettre la présence de l'Heute comme monadnock.

3° Enfin, une dernière preuve montre de façon irréfutable que l'Heute n'est pas un monadnock : les deux surfaces d'érosion, situées de part et d'autre, sont à des altitudes très différentes (550 mètres pour le plateau de Lons-le-Saunier, 650 mètres pour celui de Champagnole) ; aucune d'elles ne déborde de l'autre côté de la chaîne ; et les hauteurs qui les séparent, dominant chacune d'elles, ne sont pas le talus qui marquerait le contact de formes dues à deux cycles différents.

On peut penser que ces surfaces ont été dénivelées par les mouvements tectoniques qui ont fait surgir ces hauteurs.

Les deux plateaux sont, dans ce cas, antérieurs à la chaîne de l'Heute et à celle du Vignoble.

Rien ne s'oppose plus, dès lors, à ce que nous concevions le plateau de Champagnole comme la suite de celui de Lons-le-Saunier. Ils se sont formés l'un et l'autre à un moment où la montagne de l'Heute, qui, seule, les sépare aujourd'hui, n'existait pas ; de même, la différence notable d'altitude, qui se concilie mal avec leur continuité, nous est apparue aussi comme la conséquence des dislocations tectoniques et nous ne saurions pas plus en tenir compte pour retracer l'histoire de leur formation.

Aucun obstacle ne devait donc les séparer autrefois. Cette continuité de leur formation peut être prouvée plus directement par l'étude de leur jonction vers le Nord.

Ces plateaux ne sont plus, en effet, séparés au Nord que par une chaîne dont l'altitude relative décroît de plus en plus. Tandis que dans la Forêt de la Faye de Valempoulières, un sommet à 814 mètres dresse encore un mamelon boisé à plus de 100 mètres au-dessus des plateaux voisins, l'altitude de l'Heute va en s'atténuant vers le Nord au delà de la ligne de Mouchard à Andelot. Au Bois dit Côte Fournier, on n'a plus qu'une dorsale dissymétrique qui s'abaisse très lentement vers l'Ouest et domine encore de 15 à 20 mètres le plateau de l'Est ; mais cette dorsale elle-même s'abaisse de plus en plus : les points culminants

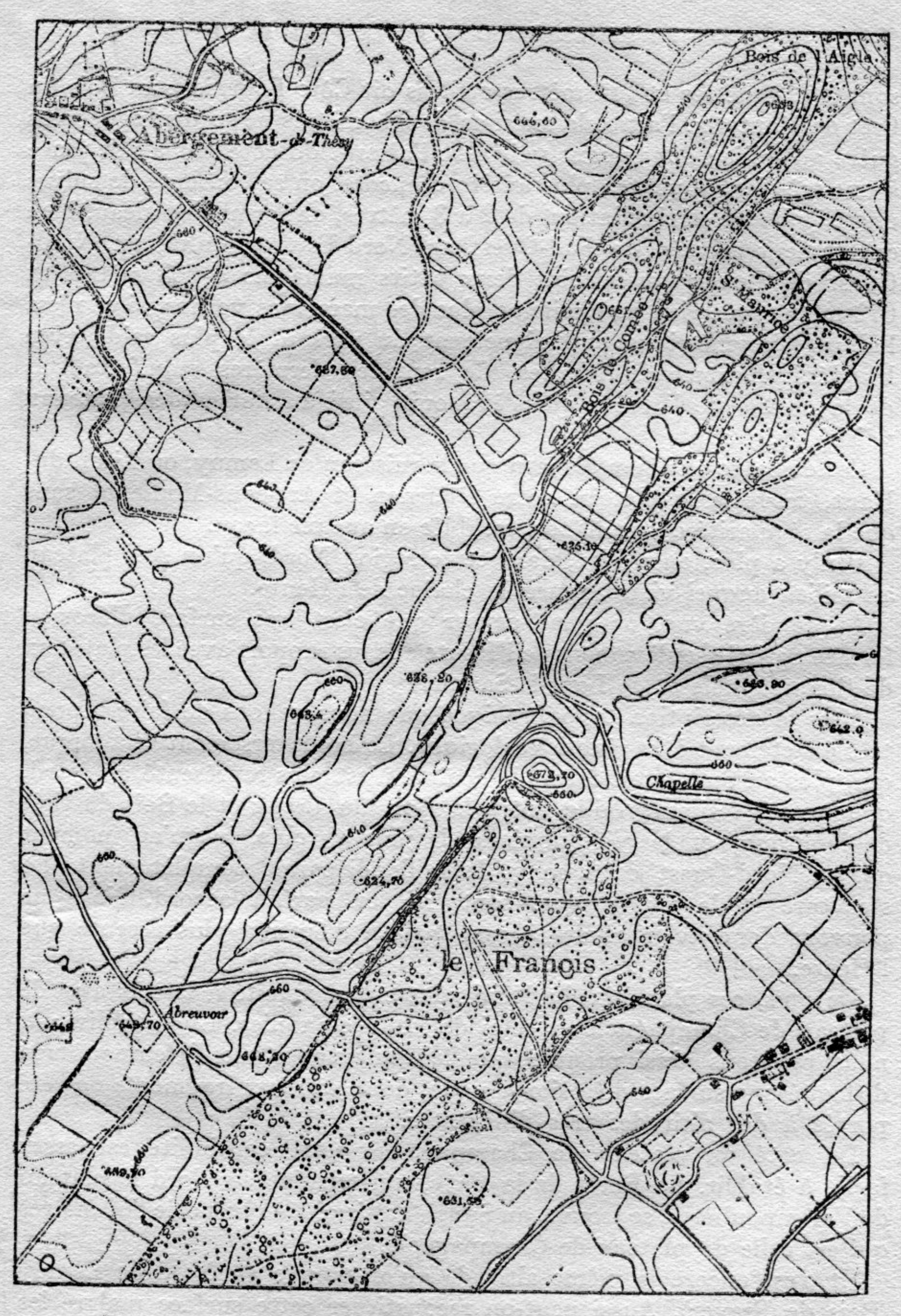


FIG. 38. — EXTRÉMITÉ NORD DES PLATEAUX DE LONS-LE-SAUNIER ET DE CHAMPAGNOLE, DANS LA RÉGION DE LEMUY.
Levé au 1/20.000, publié par le Service Géographique de l'Armée (Région de Besançon-Salins, feuille 391).

sont à 722 mètres et 711 mètres au Bois dit Côte Fournier ; au Bois du Crêt de Montoux, l'altitude maxima de 680 mètres ne se distingue plus guère au milieu des régions voisines ; l'abrupt du coté Est a fait place à une très légère pente ; plus au Nord encore, on se contente de suivre une très légère dénivellation, de 2 à 3 mètres, en forme de rideau, bien exactement alignée du Sud-Ouest au Nord-Est, et, enfin, au Nord-Ouest de Lemuy on atteint deux petits mamelons à 663 mètres et 672 mètres que rien ne distingue plus des mamelons voisins, si ce n'est l'allure dissymétrique et l'alignement du versant le plus raide avec les dénivellations précédentes. Ce sont les dernières manifestations de la chaîne de l'Heute qui s'évanouit ainsi au milieu des plateaux voisins (Fig. 38).

Cette chaîne a si bien disparu que le ruisseau de Lemuy, ou Lison-du-Haut, traverse le plateau entre Dournon et Arc-sous-Montenot sans que la régularité du profil soit troublée en aucune façon.

Il n'y a plus, en réalité, dans cette région Nord, qu'un seul plateau au milieu duquel vient mourir la chaîne de l'Heute.

A première vue, on peut penser que c'est une surface d'érosion formée après le soulèvement de l'Heute et sans rapport avec les plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier.

Mais la description topographique que nous venons de faire répond très exactement à la réalité géologique. Le bouleversement tectonique, qui, plus au Sud, avait formé la chaîne, n'est plus représenté, au Nord, que par une simple faille entre le Bois du Creux et le Bois du Crêt de Montoux, et le rejet diminue de plus en plus, jusqu'au moment où, au Nord-Ouest de Lemuy, la faille disparaît complètement. La structure et la topographie sont, ici, en parfait accord. Nous ne pouvons donc avoir affaire à une surface d'érosion plus récente que l'Heute.

De plus, ces plateaux du Nord sont en continuité à la fois avec le plateau de Champagnole et celui de Lons-le-Saunier. En l'établissant, nous pourrons ainsi prouver que le soulèvement de l'Heute a bien disloqué une surface d'érosion unique, dont les deux fragments ont été portés à des altitudes très différentes.

Du coté du plateau de Champagnole, cette continuité est assez facile à établir. La Forêt de la Faye, qui termine au Nord le plateau de Valempoulières, se trouve, au Sud, à l'altitude moyenne de 660 mètres qui est celle du plateau de Champagnole.

Et c'est encore la même altitude qu'on trouve au Nord de Lemuy (Bois de Frayer). Aussi peut-on reconstituer cette surface malgré les hauteurs qui apparaissent à l'Ouest, à plus de 700 mètres sous l'influence de l'Heute et malgré les sommets à plus de 680 mètres à l'Est (Bois de la Chaux à l'Ouest de Montmarlon à 696 mètres), qui se rattachent à

la Forêt de Joux voisine. C'est donc bien encore le plateau de Champagnole que l'on peut suivre jusque-là.

Les plateaux où se termine l'Heute apparaissent aussi, d'autre part, comme le prolongement du plateau de Lons-le-Saunier.

Mais le soulèvement a eu ici des conséquences beaucoup plus étendues que sur le plateau de Champagnole. De la forêt de Poligny jusqu'à Thésy, sur près de 15 kilomètres, le plateau de Lons-le-Saunier a été, en effet, ployé et soulevé (Fig. 37).

On observe d'abord, depuis la Forêt de Poligny, entre Poligny et Besain, jusqu'à la vallée de la Furieuse, entre Chaux-sur-Champagny et Pont d'Héry, une lente montée, sur près de 12 kilomètres. Tandis que la Forêt de Poligny est encore, pour la plus grande partie, à l'altitude moyenne de 550 mètres qui est celle du plateau lédonien, les forêts situées plus au Nord atteignent des altitudes de plus en plus élevées : Bois de Malrocher à 580 mètres, Forêt des Moidons-Viblanches à 590 mètres, Forêt des Moidons-Papillards à 620 mètres-630 mètres.

Cette ascension est parfois masquée par les longues vallées sèches qui suivent à peu près les courbes de niveau : Combe des Prés-Bergeret, Combe Froide, Combe aux Moines. Ce n'est qu'une succession de montées et de descentes au milieu des bois qui se continuent sans interruption. Mais cela n'empêche pas le sol de s'élever progressivement vers le Nord-Est.

L'inclinaison, au début, est cependant peu sensible et elle apparaît seulement comme la suite de la pente Nord-Sud que nous avons observée dans le Nord du plateau de Lons-le-Saunier. Elle est, en effet, de 8 p. 1.000 entre la Forêt de Poligny et le Bois de Malrocher, tandis que nous avions trouvé, au maximum, 5 p. 1.000 sur le plateau de Lons-le-Saunier.

Puis cette pente devient de plus en plus forte, atteignant jusqu'à près de 20 p. 1.000 entre la Forêt des Moidons-Papillards et les environs de la station de Pont d'Héry.

Il y a là nettement l'influence d'une déformation tectonique. La faille transversale au Sud-Ouest de Besain marque la cassure à partir de laquelle le plateau se relève plus fortement vers le Nord. Le plateau de Lons-le-Saunier semble s'être comporté comme une planche qui, ployée trop fortement, se serait rompue.

Il est difficile de suivre cette montée du plateau plus au Nord, car elle est interrompue par la vallée de la Furieuse et, même, sur les bords de cette vallée, autour d'Ivory, par exemple, de nombreux points bas correspondent déjà aux érosions commandées par la Furieuse.

Cependant, au delà des gorges de la Furieuse, on retrouve des niveaux qui correspondent à ceux des environs de Pont d'Héry. Toute la région

au Sud d'Abergement-lès-Thésy est aux environs de 660 mètres, et c'est à cette altitude que se fait la jonction avec le plateau de Champagnole, autour de l'Heute finissante, au Nord des bois du Crêt du Montoux et du Franois.

De même qu'à l'Est nous avons vu les altitudes s'élever au-dessus du plateau de Champagnole vers la Joux, des points hauts apparaissent à l'Ouest (717 mètres sur les deux buttes au Nord et au Sud de Thésy, 721 mètres à l'Est d'Aresche, 732 mètres au Signal de Montouhaut au Nord d'Abergement-lès-Thésy) qui trahissent le voisinage des hauteurs de Salins.

Toute cette région du Nord de la chaîne de l'Heute présente ainsi un profil concave sur le flanc duquel s'évanouit la chaîne de l'Heute, tandis que, de part et d'autre, se relèvent les hauteurs qui enserrent les plateaux de Lons-le-Saunier et de Champagnole (Fig. 39).

Ces deux plateaux, qui se rejoignent au Nord, font donc partie d'un même ensemble ; aujourd'hui disloqués dans leur partie médiane, ils n'ont autrefois formé qu'une seule surface d'érosion, de Salins à Clairvaux (1).

L'activité de l'érosion, depuis la fin de la pénéplaine d'Ornans jusqu'au deuxième plissement s'est donc exercée en deux phases.

Un premier cycle a nivelé les surfaces de Montrond et de Nozeroy.

Un deuxième cycle a modelé la surface, autrefois continue, des plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier.

On peut être surpris, sans doute, de voir sur une vingtaine de kilomètres une succession aussi rapide des plates-formes d'érosion. Même si l'on rassemble les fragments que les mouvements tectoniques ont ensuite disloqués, on ne trouve guère, pour représenter chacun des cycles, qu'un gradin large de quelques kilomètres.

Le fait serait anormal dans une région faite exclusivement de roches imperméables et livrée à l'érosion subaérienne ; chaque cycle continuerait, en effet, à évoluer aux dépens des cycles antérieurs. Mais nous sommes ici en face du même problème que sur la pénéplaine d'Ornans (2). Dans les calcaires une surface se fige dès que s'interrompt le cycle qui l'a modelée ; si la région fut bouleversée, si les cycles se succédèrent rapidement, le paysage peut offrir un véritable escalier, et tel est bien le cas sur le bord occidental des plateaux.

(1) Cette surface s'étendit sans doute beaucoup plus loin, et elle dut recouvrir une partie des plateaux situés entre le Doubs et l'Ognon, à l'Ouest de Besançon. Les dislocations qui firent rejouer les failles de la chaîne bisontine, d'une part, les érosions puissantes qui s'exercèrent sur les plateaux occidentaux, d'autre part, l'ont détruite et il est impossible aujourd'hui de la suivre au Nord de Salins et de Mouchard.

(2) V. *supra*, Première partie, chap. I.

Les deux cycles que nous venons de définir correspondent au premier démantèlement de la pénéplaine ; ils déterminèrent des formes qui, comme la pénéplaine elle-même, furent disloquées par les derniers mouvements tectoniques.

CHAPITRE II

LA DISLOCATION DES PLATEAUX

La pénéplaine était ainsi à demi-démantelée quand se produisirent les grands mouvements tectoniques qui la disloquèrent définitivement. Ils ont donc bouleversé à la fois les surfaces anciennes comme le plateau d'Ornans et les surfaces récemment nivelées comme les plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier.

I. — Les accidents tectoniques récents

La chaîne de l'Heute

De tous les accidents ainsi formés, le plus net, c'est la chaîne de l'Heute qui dessine à travers les plateaux les plus récents une ride à peu près rectiligne. Depuis Pont d'Héry (Sud-Ouest de Salins), dans le Nord, elle se poursuit sans interruption vers le Sud et s'intercale entre Orgelet et Arinthod dans la série des grands plissements parallèles du Jura ; elle devient alors la chaîne des Monts Berthiant, en plein Jura méridional et se prolonge, plus au Sud encore, jusqu'aux environs de Cerdon, sur la feuille de Nantua (1).

Si la ligne générale est extrêmement simple, la structure est beaucoup plus compliquée (2).

Ce qui domine, dans l'ensemble, c'est une longue faille.

La lèvre abaissée est, le plus souvent, ici, du côté de l'Ouest, et le phénomène est assez général dans tous les plissements de cette catégorie récente. Les failles y ont presque toujours le regard français, comme l'avait déjà remarqué Thurmann. Cela nous frappe d'autant plus que, dans les soulèvements anciens, les failles avaient souvent, au contraire,

(1) V. carte structurale du Général de La Noe, publiée par Emm. de Margerie. *Bibliographie du Jura*. **110**.

(2) Cf. E. Fournier, *Nouvelles études tectoniques*. **64**, p. 503.

le regard tourné vers l'Est (hauteurs du Nord de Salins, dans le prolongement du Mont Bon ou de la chaîne bisontine, montagne de Fresse).

Il faut en conclure, semble-t-il, que ce deuxième soulèvement est dominé tout entier par les mêmes conditions tectoniques profondes que l'ensemble de la région. Les failles à regard occidental rappellent en effet le mouvement d'effondrement de la plaine bressanne. Il est impossible de ne pas voir là un écho du grand bouleversement tectonique qui s'était produit auparavant. Cela apparaît d'autant plus probable que ces failles sont symétriques de celles du bord oriental du Massif Central, de l'autre côté de la Bresse

Et ainsi les chaînes, qui marquent la dislocation de la pénéplaine, s'offrent en réalité comme le premier grand mouvement tectonique du Jura après l'effondrement de la fosse bressanne. Les soulèvements qui avaient bossué antérieurement la pénéplaine pouvaient bien être distingués comme un premier plissement, mais ce n'étaient que des phénomènes locaux, précurseurs de mouvements plus intenses.

La ligne de fracture qui termine à l'Ouest la chaîne de l'Heute ne constitue pas cependant, à elle seule, toute la chaîne. A plusieurs reprises, vers Nogna, entre Verges et Chatillon, la faille bifurque ; au Nord de Mirebel, la lèvre abaissée à l'Ouest est formée par un anticlinal.

Vers le Nord, le pli-faille fait place aux deux lèvres d'un fossé tectonique. Les couches de bathonien, de part et d'autre de l'anticlinal, sont interrompues par deux failles qui limitent un affleurement oxfordien. Et la présence des marnes oxfordiennes, plus tendres, entre les deux bourrelets de calcaires, rend le fossé sensible dans la topographie. Un fond de prairies verdoyantes interrompt tout d'un coup la monotonie des landes et des bois (Fig. 39).

L'accident se prolonge vers le Nord jusqu'à la terminaison de l'Heute ; interrompu vers Pont d'Héry, il reprend à l'Ouest de Lemuy.

Cette voûte effondrée n'a rien, en soi, d'anormal. Elle pose cependant un problème capital de paléogéographie.

Si le fond du fossé tectonique est actuellement marqué par un affleurement oxfordien, c'est qu'au moment du soulèvement de l'Heute, le sommet de la voûte anticlinale ainsi formée était composé de marnes oxfordiennes. Et, par conséquent, il faut que le plateau, sur l'emplacement actuel de la chaîne, ait été recouvert autrefois par ces marnes.

L'hypothèse du charriage ne saurait en effet être admise, l'affleurement oxfordien se poursuivant à peu près tout le long de la chaîne, et trouvant, plus au Sud, sa place dans la série normale (1).

Et, cependant, nous ne voyons plus aujourd'hui affleurer les marnes oxfordiennes autour de cette partie septentrionale de la chaîne. Aucune

(1) E. Fournier, *Nouvelles études tectoniques*, 1904. 64, p. 502.

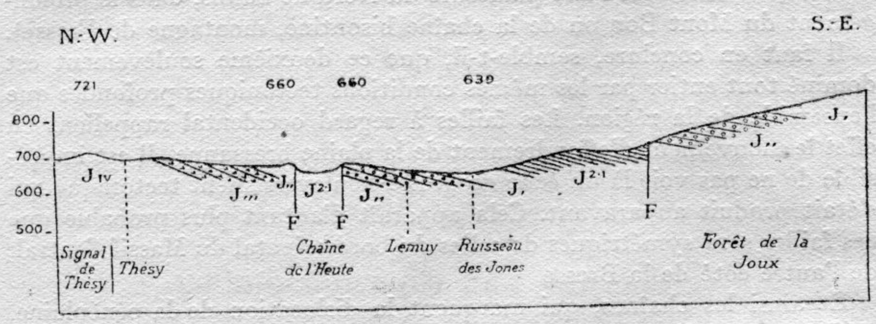


Fig. 39

COUPE DE L'EXTRÉMITÉ NORD DE LA CHAINE DE L'HEUTE

Echelle des longueurs, 1/100.000 environ ; des hauteurs, 1/25.000

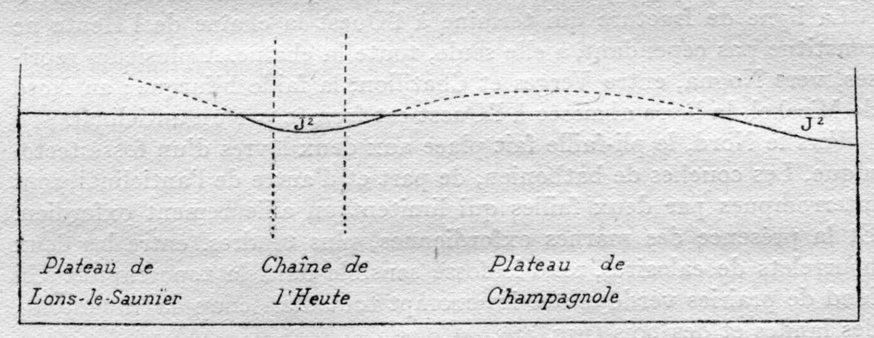


Fig. 40

ALLURE SCHÉMATIQUE DES PLATEAUX DE LONS-LE-SAUNIER ET DE CHAMPAGNOLE DANS LA RÉGION DE VALEMPOULIÈRES, AVANT LE SOULÈVEMENT DE LA CHAINE DE L'HEUTE

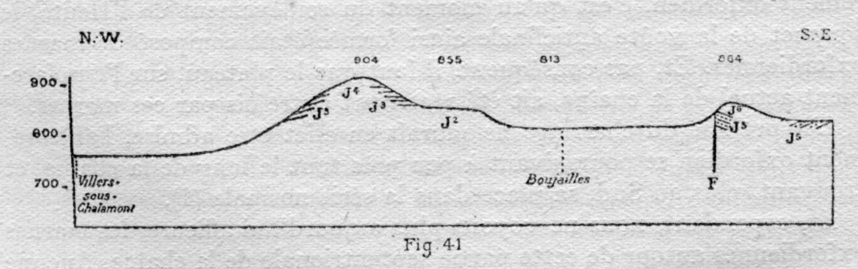


Fig. 41

COUPE NORD-OUEST-SUD-EST A TRAVERS LES HAUTEURS DE BOUJAILLES.

Echelle des longueurs, 1/60.000 environ ; des hauteurs, 1/15.000.

trace n'en subsiste, ni sur le plateau de Valempoulières, ni sur celui de Lons-le-Saunier. Nous devons aller assez loin vers l'Est, dans la région de Supt et de Montmarlon pour en trouver de nouveau des affleurements étendus.

Il faut donc supposer que l'oxfordien a disparu depuis le soulèvement de la chaîne.

Il en subsiste seulement quelques témoins, autour d'Andelot, en particulier. Les plus nets sont les petits bassins à l'Ouest de Montmarlon, et spécialement au point dénommé « Ancienne mine de fer ». D'autre part, à partir de Besain vers le Sud, l'oxfordien affleure à l'Ouest de la chaîne de l'Heute. Il est donc légitime d'admettre que l'oxfordien dut s'étendre autrefois plus à l'Ouest qu'aujourd'hui. L'Heute s'est soulevée avant qu'il ait été déblayé par l'érosion.

Il ne saurait s'agir, toutefois, d'une extension continue de l'oxfordien recouvrant tout le plateau de Valempoulières au moment de ce soulèvement. Le plateau est dû, nous l'avons montré, à une surface d'érosion qui, antérieurement à la chaîne de l'Heute, avait nivelé le bathonien moyen. Le bathonien supérieur et l'oxfordien avaient donc déjà disparu de cette surface quand la chaîne s'est formée. Il subsistait seulement, dans la région de l'Heute, un bassin oxfordien assez allongé, analogue au bassin synclinal actuel de Lemuy. La présence du synclinal oxfordien de Nogna, qui prolonge la chaîne de l'Heute, donne à cette hypothèse toute vraisemblance (1).

Le plateau de Valempoulières formait alors une zone anticlinale entre ces deux affleurements oxfordiens.

Après le soulèvement de l'Heute, les marnes ont été déblayées des hauteurs nouvellement surgies et ne se sont conservées qu'au fond du fossé où elles étaient protégées (Fig. 40).

Si elles n'avaient pas disparu plus tôt, au cours des puissantes érosions qui ont modelé les plateaux de Lons-le-Saunier et Champagnole, c'est que ces plateaux formaient une surface continue assez proche du niveau de base. L'érosion, qui avait nivelé cette surface, était impuissante à déblayer plus bas. On avait alors une longue bande de marnes sur l'emplacement de la vallée actuelle de l'Ain, et sur son prolongement vers le Nord, au niveau des calcaires voisins.

Cela seul suffit à prouver que la chaîne de l'Heute s'est formée à un moment où les plateaux de Lons-le-Saunier-Champagnole n'étaient pas encore soulevés. Si cet ensemble de plateaux n'avait plus été en continuité avec le niveau de base, le plissement n'y aurait plus trouvé trace de marnes ; elles auraient disparu auparavant avec une rapidité

(1) V. *in* E. Fournier, *Nouvelles études tectoniques* (1904). **64**, une coupe au 1/50.000 à travers la chaîne de l'Heute, un peu au Nord-Est de Nogna (p. 502).

dont le creusement du val de l'Ain, si large aujourd'hui, nous offre le meilleur exemple ; les lambeaux qui subsistent aujourd'hui ne sont préservés que par le voisinage de surfaces mortes.

A cette présence de l'oxfordien au milieu de la chaîne de l'Heute se rattache celle de l'epsomite dans les cavernes des environs.

E. Fournier a rencontré, en effet, cette substance au cours de ses recherches spéléologiques dans le voisinage de l'Heute, et il a pu la reproduire expérimentalement en partant des marnes oxfordiennes. Cette découverte prouve donc, elle aussi, la présence ancienne de l'oxfordien en des points où on ne le rencontre plus aujour'hui. Les eaux, lessivant ces anciens gisements oxfordiens, en ont transporté les débris jusque dans les cavernes des environs.

Il n'est pas nécessaire, cependant, que les marnes oxfordiennes aient été entraînées dans les cavernes avant le soulèvement. Nous pensons même que le creusement des cavernes ne dut guère commencer avant ce soulèvement. Nous verrons plus loin que l'érosion normale précède généralement la constitution d'un karst. Les grottes n'ont donc pu se former qu'une fois la surface générale soulevée, lorsque les eaux commençaient à s'enfoncer à l'intérieur du calcaire. Mais c'était le moment, précisément, où les eaux arrachaient du sommet de l'Heute les marnes oxfordiennes portées à de hautes altitudes. Et il est très normal que les petits torrents descendus de l'Heute, pour se précipiter dans les gouffres voisins, y aient apporté les matériaux arrachés aux marnes de l'amont.

Le Vignoble lédonien

Le plateau de Lons-le-Saunier, qui est limité à l'Est par la chaîne de l'Heute, est bordé à l'Ouest, de Salins à Arinthod, par une série de hauteurs qui forment la chaîne du Vignoble lédonien.

Cette chaîne et celle de l'Heute étant parallèles sur toute leur longueur, il est naturel de les attribuer au même mouvement tectonique.

Elles sont, cependant, bien différentes l'une de l'autre. La chaîne du Vignoble représente seulement une sorte de bourrelet, parfois même rien qu'un léger redressement vers l'Ouest, brusquement interrompu par des failles.

Elle est, d'autre part, beaucoup plus complexe que celle de l'Heute. La retombée sur la plaine de la Bresse suppose une dénivellation tectonique de 700 mètres, au moins (1), et cela donne lieu à un véritable

(1) En y comprenant les dénivellations dues aux mouvements antérieurs.

champ de failles, dont les fractures, plus ou moins interrompues vers le Nord, s'alignent assez régulièrement au Sud (1).

Les dernières de ces dislocations sont postérieures, nous l'avons vu, à la formation du plateau de Lons-le-Saunier, et leur caractère de jeunesse les apparente bien à la chaîne de l'Heute, en même temps qu'il contraste avec l'allure de la chaîne bisontine, plus au Nord.

On saisit très nettement, dans les Bois de Perrigny, au Nord de Lons-le-Saunier, par exemple (2), ou bien autour de Poligny, la lente montée du plateau vers l'Ouest, puis la brusque coupure, montée et coupure à peine modifiées, aujourd'hui encore, par l'érosion. Les bouleversements tectoniques n'ont pas eu le temps d'être oblitérés.

Au Sud, la chaîne du Vignoble aboutit à la zone de dislocation de Cuiseaux où s'amorcent les chaînes du Revermont, et on peut suivre telle ligne de fracture depuis les environs de Lons-le-Saunier jusque dans la chaîne du Corent, sur les bords de la vallée du Suran.

Et il faut ajouter que ces chaînes du Revermont ou du Corent ne se distinguent pas, elles-mêmes, du reste du Jura méridional (3). Elles n'en forment que les rides les plus occidentales.

Nous sommes ainsi tout à fait fondés à rattacher l'Heute et la chaîne du Vignoble lédonien aux grandes chaînes du Jura plissé, et à considérer que les dislocations récentes des plateaux ne sont qu'une conséquence du plissement général du massif.

L'« ondulation transversale »

Les mouvements qui ont disloqué les plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier se sont exercés aussi sur les plateaux d'Ornans-Cuvier-Nozeroy, au Nord-Est. Ils y forment deux séries de hauteurs qui prolongent plus ou moins la chaîne lédonienne et la chaîne de l'Heute.

Les premières de ces hauteurs séparent les plateaux d'Ornans et de Levier, entre Salins et Mouthier. Traversant le Jura du Sud-Ouest au Nord-Est, elles forment une barrière bien nette qui ferme l'horizon de chacun de ces plateaux, et c'est le plus marqué de tous les obstacles qui s'opposent, dans l'intérieur du Jura, à la circulation du Nord au Sud. Aussi ont-elles attiré l'attention depuis longtemps.

(1) Sur la tectonique, que nous laissons de côté, v. E. Bourgeat, *Sur quelques phénomènes de glissement dans le Jura*, **10**, p. 447 ; E. Fournier, *Nouvelles études tectoniques* (1904), **64**, p. 505.

(2) Le Signal de Saint-Maur offre un excellent point de vue à cet égard.

(3) J.-B. Martin, *Le Jura méridional*, **116**, p. 45-54.

E. Fournier a baptisé l'ensemble du nom discutable (1), mais commode, d'*ondulation transversale.*

Entre Salins et Mouthier, de la Furieuse à la Loue, aucune interruption dans le front de la muraille. L'ensemble est assez élevé ; plusieurs points dépassent 800 mètres tandis que les plateaux voisins se trouvent, au Sud, autour de 720 mètres, au Nord entre 640 et 680 mètres.

Mais, si la chaîne est continue, elle est loin d'être régulière. Elle donne bien plutôt l'impression d'une succession de petits massifs, et l'on est surpris par les formes raides de certains d'entre eux (du signal de Montmahoux, par exemple).

Le tout fait contraste avec les lignes fondues des hauteurs qui se dressent en face, au Nord-Ouest, de Salins à Malbrans (2). Il semble que, telles des pièces métallurgiques, les unes soient sorties brutes de l'usine et que les autres aient été soigneusement décapées auparavant.

Et cependant, si les versants sont assez raides, les sommets sont souvent émoussés ; des surfaces rabotées y recoupent l'affleurement des couches rocheuses. Tel est le cas, par exemple, des hauteurs à l'Est d'Amathay-Vésigneux, et, particulièrement, du Belvoir (3). On devine déjà que, sous la jeunesse des formes actuelles, se cache une longue histoire.

La structure est assez compliquée (4). Elle a été étudiée dans la région de Mouthier par W. Kilian et E. Haug (5) qui y ont reconnu toute une série de chevauchements.

D'autre part, il semble également que l'on ait, du côté de Salins, des plis couchés. M. Piroutet observe une fenêtre miocène, sous le trias, dans le vallon de la Vache, au Nord de la route de Salins à Marnoz (6). « Nous avons affaire à une série d'écailles empilées les unes sur les autres, venant mourir en biais le long d'une falaise orientée de l'Est à l'Ouest » (7). La faille de l'ondulation transversale n'est pas une faille verticale, mais une « faille de glissement à peu près horizontale », ajoute

(1) Le principal inconvénient est que ce terme est employé pour désigner les alignements de dépressions ou de renflements perpendiculaires aux anticlinaux. E. Fournier semble, d'autre part, assigner à cette chaîne une origine indépendante des chaînes longitudinales. Nous l'employons ici sans rien préjuger de cette origine.

(2) Du signal de Déservillers on peut apercevoir nettement cette opposition.

(3) On ne peut s'empêcher de songer aux anticlinaux rabotés du Jura méridional. Cf. J.-B. Martin. *Le Juraméridional*, **116**, p. 171.

(4) Cf. E. Fournier. *Nouvelles études tectoniques* (1904), **64**, p. 505 ; Cap. Gérard, *Compte rendu...*, **76**, p. 30.

(5) W. Kilian et E. Haug, *Sur les dislocations des environs de Mouthier-Hautepierre*, **87**.

(6) M. Piroutet, **140**.

(7) Emm. de Margerie, *La structure du Jura*, **108**, p. 14.

E. Fournier, à la suite d'observations géologiques dans la grotte des Biefs Boussets, près de Déservillers (1).

Nous retiendrons surtout le talus continu qui limite vers le Nord l'ondulation transversale. Il traduit entre le plateau d'Ornans et les hauteurs de cette ondulation une dénivellation tectonique qui varie de 300 mètres au Nord-Est à 900 mètres au Sud-Ouest. C'est la grande fracture qui sépare les plateaux du Nord et ceux du Sud. Les plateaux d'Ornans, autrefois en continuité avec celui de Levier, se sont trouvés après le soulèvement de l'ondulation transversale à une altitude inférieure, de même que le plateau de Lons-le-Saunier a été dénivelé par l'apparition de l'Heute vis-à-vis de celui de Champagnole.

L'ondulation transversale se relie, dans la région de Salins, à la chaîne du Vignoble lédonien. Cette continuité n'est pas aussi nette que ce que nous avons observé, par exemple, au Sud de l'Heute ou du Vignoble lédonien ; il n'y a pas d'accident tectonique, anticlinal ou faille, que l'on puisse suivre sans interruption et qui prouve cette continuité. Aussi n'a-t-elle pas toujours été admise.

W. Kilian et E. Hang ont vu dans l'ondulation transversale les restes d'un massif plus considérable qui se serait étendu autrefois vers le Nord-Ouest et qui aurait été rongé par l'érosion (2).

E. Fournier (3) fait de l'ondulation transversale un accident tectonique indépendant ; cependant il la rapproche du Vignoble lédonien, et il met en lumière leur apparition récente qui les oppose l'une et l'autre au Vignoble bisontin.

L. Rollier et Emm. de Margerie ont mis en évidence la continuité du Vignoble lédonien et de la dislocation Salins-Mouthier.

L. Rollier (4) indique, dans le plissement du Jura, deux faisceaux qui se recouvrent : un faisceau lédonien qui, partant du Molard de Don, dans le Jura méridional, se dirige par Salins vers Mouthier et un faisceau du Lomont qui débute, au Sud, à Salins.

Emm. de Margerie (5) montre également l'unité de cette longue zone de dislocations tectoniques qui comprend le Vignoble lédonien et l'ondulation transversale. Rien ne vient briser le mouvement général de la courbe ainsi formée, comme il apparaît de façon particulièrement nette sur la carte structurale du général de la Noë. Les failles parties de la

(1) *Nouvelles études tectoniques*, **64**, p. 508.

(2) *Sur les dislocations des environs de Mouthier-Hautepierre*, 87.

(3) *Nouvelles études tectoniques* (1904), **64**, p. 505 et Cap. Gérard, *Compte rendu...*, **76**, p. 38.

(4) L. Rollier, *Le plissement de la chaîne du Jura*, **145**, p. 405.

(5) *La structure du Jura*, **108**, p. 15.

E. Fournier a baptisé l'ensemble du nom discutable (1), mais commode, d'*ondulation transversale.*

Entre Salins et Mouthier, de la Furieuse à la Loue, aucune interruption dans le front de la muraille. L'ensemble est assez élevé ; plusieurs points dépassent 800 mètres tandis que les plateaux voisins se trouvent, au Sud, autour de 720 mètres, au Nord entre 640 et 680 mètres.

Mais, si la chaîne est continue, elle est loin d'être régulière. Elle donne bien plutôt l'impression d'une succession de petits massifs, et l'on est surpris par les formes raides de certains d'entre eux (du signal de Montmahoux, par exemple).

Le tout fait contraste avec les lignes fondues des hauteurs qui se dressent en face, au Nord-Ouest, de Salins à Malbrans (2). Il semble que, telles des pièces métallurgiques, les unes soient sorties brutes de l'usine et que les autres aient été soigneusement décapées auparavant.

Et cependant, si les versants sont assez raides, les sommets sont souvent émoussés ; des surfaces rabotées y recoupent l'affleurement des couches rocheuses. Tel est le cas, par exemple, des hauteurs à l'Est d'Amathay-Vésigneux, et, particulièrement, du Belvoir (3). On devine déjà que, sous la jeunesse des formes actuelles, se cache une longue histoire.

La structure est assez compliquée (4). Elle a été étudiée dans la région de Mouthier par W. Kilian et E. Haug (5) qui y ont reconnu toute une série de chevauchements.

D'autre part, il semble également que l'on ait, du côté de Salins, des plis couchés. M. Piroutet observe une fenêtre miocène, sous le trias, dans le vallon de la Vache, au Nord de la route de Salins à Marnoz (6). « Nous avons affaire à une série d'écailles empilées les unes sur les autres, venant mourir en biais le long d'une falaise orientée de l'Est à l'Ouest » (7). La faille de l'ondulation transversale n'est pas une faille verticale, mais une « faille de glissement à peu près horizontale », ajoute

(1) Le principal inconvénient est que ce terme est employé pour désigner les alignements de dépressions ou de renflements perpendiculaires aux anticlinaux. E. Fournier semble, d'autre part, assigner à cette chaîne une origine indépendante des chaînes longitudinales. Nous l'employons ici sans rien préjuger de cette origine.

(2) Du signal de Déservillers on peut apercevoir nettement cette opposition.

(3) On ne peut s'empêcher de songer aux anticlinaux rabotés du Jura méridional. Cf. J.-B. Martin. *Le Juraméridional*, **116**, p. 171.

(4) Cf. E. Fournier. *Nouvelles études tectoniques* (1904), **64**, p. 505 ; Cap. Gérard, *Compte rendu...*, **76**, p. 30.

(5) W. Kilian et E. Haug, *Sur les dislocations des environs de Mouthier-Hautepierre*, **87**.

(6) M. Piroutet, **140**.

(7) Emm. de Margerie, *La structure du Jura*, **108**, p. 14.

E. Fournier, à la suite d'observations géologiques dans la grotte des Biefs Boussets, près de Déservillers (1).

Nous retiendrons surtout le talus continu qui limite vers le Nord l'ondulation transversale. Il traduit entre le plateau d'Ornans et les hauteurs de cette ondulation une dénivellation tectonique qui varie de 300 mètres au Nord-Est à 900 mètres au Sud-Ouest. C'est la grande fracture qui sépare les plateaux du Nord et ceux du Sud. Les plateaux d'Ornans, autrefois en continuité avec celui de Levier, se sont trouvés après le soulèvement de l'ondulation transversale à une altitude inférieure, de même que le plateau de Lons-le-Saunier a été dénivelé par l'apparition de l'Heute vis-à-vis de celui de Champagnole.

L'ondulation transversale se relie, dans la région de Salins, à la chaîne du Vignoble lédonien. Cette continuité n'est pas aussi nette que ce que nous avons observé, par exemple, au Sud de l'Heute ou du Vignoble lédonien ; il n'y a pas d'accident tectonique, anticlinal ou faille, que l'on puisse suivre sans interruption et qui prouve cette continuité. Aussi n'a-t-elle pas toujours été admise.

W. Kilian et E. Hang ont vu dans l'ondulation transversale les restes d'un massif plus considérable qui se serait étendu autrefois vers le Nord-Ouest et qui aurait été rongé par l'érosion (2).

E. Fournier (3) fait de l'ondulation transversale un accident tectonique indépendant ; cependant il la rapproche du Vignoble lédonien, et il met en lumière leur apparition récente qui les oppose l'une et l'autre au Vignoble bisontin.

L. Rollier et Emm. de Margerie ont mis en évidence la continuité du Vignoble lédonien et de la dislocation Salins-Mouthier.

L. Rollier (4) indique, dans le plissement du Jura, deux faisceaux qui se recouvrent : un faisceau lédonien qui, partant du Molard de Don, dans le Jura méridional, se dirige par Salins vers Mouthier et un faisceau du Lomont qui débute, au Sud, à Salins.

Emm. de Margerie (5) montre également l'unité de cette longue zone de dislocations tectoniques qui comprend le Vignoble lédonien et l'ondulation transversale. Rien ne vient briser le mouvement général de la courbe ainsi formée, comme il apparaît de façon particulièrement nette sur la carte structurale du général de la Noë. Les failles parties de la

(1) *Nouvelles études tectoniques*, **64**, p. 508.

(2) *Sur les dislocations des environs de Mouthier-Hautepierre*, 87.

(3) *Nouvelles études tectoniques* (1904), **64**, p. 505 et Cap. Gérard, *Compte rendu...*, **76**, p. 38.

(4) L. Rollier, *Le plissement de la chaîne du Jura*, **145**, p. 405.

(5) *La structure du Jura*, **108**, p. 15.

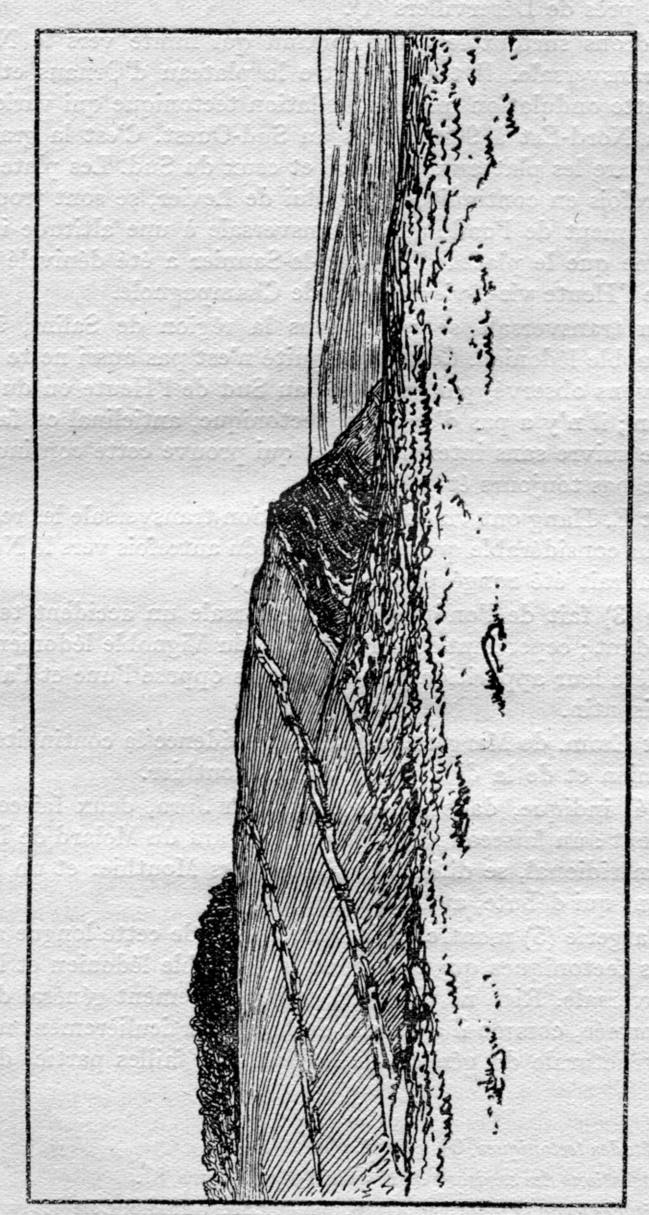


Fig. 42

LE PLATEAU DE CUVIER ET LA PLAINE DE BOUJAILLES.

Le contact du plateau portlandien et de la plaine oxfordienne est marqué par une ligne de faille.

région d'Arbois viennent se greffer dans la Forêt de Fertans sur celles de l'ondulation transversale (1).

Enfin, il semble bien que la chaîne de l'Heute, elle aussi, puisse être rattachée à la même zone de dislocations. La double ligne de failles qui, entre Dournon et Sainte-Anne, se trouve très exactement sur le prolongement de l'Heute s'infléchit, en effet, vers le Nord-Est pour se rapprocher de plus en plus de l'ondulation transversale où elle vient se fondre au Nord-Ouest de Sept-Fontaines.

L'ondulation transversale prolonge ainsi les plissements qui, au Sud, encadrent le plateau lédonien.

Les hauteurs de Levier

L'ondulation transversale est doublée au Sud-Est par deux files de hauteurs parallèles, celles de la Forêt du Sçay et de la Chapelle d'Huin au Sud-Est de Levier. Ce ne sont, d'ailleurs, à côté de cette chaîne, que des reliefs très peu marqués. La route de Levier à Pontarlier traverse des collines qui s'élèvent à peine au-dessus du plateau environnant. La route elle-même monte de façon continue depuis le plateau de Levier (720 mètres) jusqu'aux environs du Souillot (830 mètres), où commence le plateau de Pontarlier, sans jamais rencontrer d'altitudes supérieures au Souillot ; et les hauteurs voisines ne dépassent jamais 850 mètres.

Il y a bien cependant, particulièrement au Sud de cette route, deux rides nettement caractérisées.

L'une débute par la Forêt du Sçay qui prolonge la Forêt de Joux. Elle y forme de petites collines boisées, parsemées d'étroites clairières et s'abaisse en gradins vers les fonds humides de Boujailles. Interrompue au Sud de Levier, elle reprend avec le signal du Rouchot (893 mètres) et le Bois de la Chapelle ; elle semble s'éteindre au Nord-Est de Levier, et n'est plus représentée que par quelques hauteurs comme le Bois de Cudrette au Nord-Est d'Evillers (796 mètres).

La deuxième ride est formée par les hauteurs à l'Est de Boujailles ; auprès de la station du chemin de fer, elles ne constituent qu'un étroit talus que la voie de Pontarlier à Mouchard franchit sans peine, mais au Nord-Est elles alignent au levant de Boujailles une barrière rocheuse dont les sommets, assez réguliers, atteignent environ 850 mètres.

En observant l'ensemble de ces deux rides, on se croit en face d'une combe typique dont l'anticlinal évidé livrerait les fonds marneux de

(1) Emm. de Margerie paraît aller plus loin encore et faire de la bande ainsi formée une véritable nappe de recouvrement. L'expression peut prêter à confusion. Il n'est pas prouvé jusqu'ici que cette nappe dépasse en ampleur les proportions d'un pli couché (Cf. E. Fournier, *Analyse et critique de la conférence de* M. E. de Margerie *sur la structure du Jura*, 67).

passage des plateaux aux chaînes dont les plis se rapprochent de plus en plus.

Le caractère disloqué de la région se devine déjà à l'allure des bancs de roche qui forment le sommet de Hautepierre et n'y donnent nulle part un anticlinal. Il apparaît mieux sur la carte géologique où la complication des couches est extrême. Les failles s'enchevêtrent autour de Mouthier, et les plis s'y renversent vers l'Ouest, donnant naissance à un chevauchement. Tout traduit un grand bouleversement qui aurait pour cause le croisement en ce point des deux plissements.

Sur l'ondulation transversale, le Signal de Hautepierre répond donc au Poupet.

L'influence des anciennes lignes de dislocation est peut-être plus nette encore sur les rides secondaires comme celles de Levier. Les hauteurs de la Chapelle d'Huin au Nord-Est se sont modelées d'après le massif de Pissenavache qui se relie au soulèvement ancien de l'Est de Vercel ; elles s'infléchissent à son voisinage, vers Sombacourt, et s'y absorbent de telle façon qu'il faut aller plus loin, à l'Est, pour retrouver leur prolongement dans le Mont Pelé et le Mont Chaumont.

De même, au Sud-Ouest, la Forêt du Sçay vient se confondre avec le soulèvement ancien de la Montagne de Fresse.

Tous ces mouvements tectoniques qui ont traversé la pénéplaine se raccordent au Nord-Est avec le plissement général du Jura, et ce n'est pas le moindre argument pour montrer leur continuité avec les chaînes lédoniennes qui vont, elles aussi, se fondre au Sud dans les plis serrés du Jura.

Au Nord-Est de Mouthier les plissements courent parallèlement l'un à l'autre en se rapprochant. L'ondulation transversale se prolonge sur la rive gauche du Dessoubre jusqu'aux environs de St-Hippolyte (1).

En réalité, dès Vauclans et Passonfontaine, elle appartient entièrement à la zone plissée de la Haute Chaîne (2). Cette relation avec les chaînes orientales a été bien mise en lumière par W. Kilian et E. Haug qui montrent dans l'ondulation « le résultat du refoulement sur les bords Sud-Est du plateau synclinal d'Ornans d'une crête anticlinale appartenant à la région des plis jurassiens (3) ».

L'anticlinal du Mont Pelé et du Mont Chaumont va, de même, rejoindre l'anticlinal de Morteau et s'unir à la série pressée des hautes chaînes du Nord où quelques synclinaux comme celui de Maîche évoquent, non plus les plateaux du Jura central, mais les vaux du Jura méridional.

(1) Cf. E. Fournier. *Nouvelles études tectoniques*, 1904, 64.

(2) E. Fournier. *Nouvelles études tectoniques*, 1904, 64, p. 505.

(3) *Sur les dislocations de la zone de Mouthier-Hautepierre*, 87, p. 19.

De plus, les chaînes orientales présentent les mêmes caractères que les chaînes récentes qui vont les rejoindre après avoir traversé les plateaux.

C'est la même structure. E. Bourgeat (1) note qu'il n'y a pas de différence tectonique marquée entre la région des chaînes et la bordure Sud-Ouest du Jura.

Ce sont aussi les mêmes perturbations à la rencontre des anciens plissements. Le Bec de l'Aigle, à l'Ouest de la Chaux du Dombief, se trouve au croisement du Haut Joux avec le plissement de la Montagne de Fresse. Et nous avons vu que les décrochements des chaînes étaient sur le prolongement des anciens soulèvements (2).

Enfin, les chaînes des plateaux comme celles de l'Est sont en continuité vers le Sud avec les chaînes du Jura méridional.

Il n'y a donc aucune différence entre les chaînes récentes qui traversent la pénéplaine et les grandes chaînes orientales. L'ondulation transversale ou la chaîne de l'Heute doivent nous apparaître désormais comme des rameaux détachés du plissement général au milieu des plateaux.

Mais il ne suffit pas d'étudier ces soulèvements en eux-mêmes, comme nous venons de le faire ; il faut encore rechercher quelle fut leur influence sur les plateaux déjà formés.

III. — *La dislocation des plateaux*

L'apparition des hautes chaînes du Jura et de leurs rameaux détachés réagit violemment en effet sur les plateaux déjà formés, où la pénéplaine commençait à se démanteler. Et l'ensemble des phénomènes ainsi déterminés représente la dislocation de la pénéplaine.

Le compartimentage des plateaux

Tout d'abord les chaînes qui ont traversé les plateaux ont dessiné au milieu d'eux autant de barrières. Le plateau de Lons-le-Saunier fut séparé de celui de Champagnole. Le plateau d'Ornans ne communique plus avec celui de Cuvier et même, entre les deux, s'inséra un plateau également isolé de l'un et de l'autre, celui de Levier (3). Et ces barrières,

(1) *Bordure occidentale du Jura entre Saint-Amour et Salins*, 11.

(2) V. Première partie, chap. VI.

(3) E. Fournier note que « le plateau de la Forêt d'Arc et de Levier est la suite de celui de Malans, Amancey, Flagey dont il a été séparé par l'ondulation transversale. » (*Notice de la carte géologique détaillée.* Feuille de Besançon, 2e édit.) ; cf. *Analyse et critique de la conférence de M.* E. de Margerie *sur la structure du Jura*, 67.

relativement récentes, subsistent encore à peu près entières. Tandis qu'il est facile de contourner la chaîne du Mont Bon ou la Montagne de Fresse, l'Heute ou l'ondulation Salins-Mouthier forment encore des murs continus.

Il ne surgit pas seulement des barrières ; les plateaux furent aussi dénivelés, les uns par rapport aux autres.

Le plateau de Champagnole se trouva ainsi surélevé d'une centaine de mètres par rapport à celui de Lons-le-Saunier ; celui de Cuvier se dressa 120 à 130 mètres au-dessus de celui de Levier, tandis que le plateau d'Ornans restait à près de 200 mètres au-dessous de ce dernier (1).

Enfin, il est des régions où la dislocation fut plus intense, autour de Salins, par exemple. Nous avons vu que le plateau de Géraise n'est qu'un fragment de l'ancienne pénéplaine.

Ainsi furent délimités les compartiments des plateaux, tels qu'ils subsistent encore aujourd'hui.

La déformation des plateaux

Les chaînes, surgissant au milieu des plateaux, les déformèrent sur leurs bords. Nous avons déjà eu l'occasion de le constater à maintes reprises.

C'est, par exemple, la surface en fond de bateau du plateau de Levier.

La croupe de Vernierfontaine, sur le plateau d'Ornans, au Nord-Ouest de Mouthier, à 782 mètres, semble bien due aussi au voisinage de l'ondulation transversale. A l'Ouest de Fallerans commence, en pentes douces, la montée vers l'Est de l'ancienne surface relevée. Et ce qui prouve que nous avons affaire, malgré tout, à une ancienne surface d'érosion, c'est que, le long de cette montée, les couches plongent tout de même vers l'Est (2).

Ailleurs la déformation se limite à un étroit raccord entre le plateau et la chaîne, comme le long de l'Heute, sur le plateau de Lons-le-Saunier, ou le long de la Basse Joux, au Nord-Ouest de Nozeroy.

Nulle part, l'influence du plissement ne fut aussi profonde, cependant, qu'au Sud-Est de ce même plateau de Nozeroy, le long des forêts du Haut Joux, et cela tient sans doute à ce que le soulèvement y fut aussi plus violent, confinant aux plus hautes chaînes du Jura.

(1) Il faut noter que les cartes structurales, établies d'après la structure actuelle, ne donnent que le résultat final des déformations qui se sont renforcées ou contrariées. Pour retrouver la structure telle qu'elle existait avant le plissement, il faudrait éliminer ces dénivellations. Par exemple, sur la carte du Général de La Noe, les altitudes déjà élevées du plateau lédonien devraient encore être relevées d'une centaine de mètres par rapport au plateau de Champagnole.

(2) Cf. *Carte géologique détaillée.* Feuille d'Ornans.

Cette région, où le plateau de Nozeroy monte vers les chaînes de l'Est, est malaisée à étudier, car elle est presque entièrement recouverte de débris glaciaires.

Nous avons vu que, sous ces revêtements, la roche en place ne dépassait pas, en général, le niveau du plateau de Cuvier. Il semble donc normal de penser que l'on va ainsi trouver des altitudes dans le rocher inférieures à 840-850 mètres, surmontées de buttes morainiques jusqu'au pied du long mur rocheux qui barre l'horizon et ferme le plateau de Nozeroy.

On est d'autant plus tenté de le faire que le paysage, au pied même de l'escarpement, offre très nettement tous les caractères des paysages morainiques : bosses irrégulièrement parsemées, aux formes molles, entre lesquelles circulent de nombreux ruisseaux, cuvettes mal définies au fond desquelles l'herbe abondante cache mal l'eau stagnante d'une tourbière, et, même, nombreux petits lacs.

Tel est le pays que l'on appelle sur le plateau de Nozeroy la « Baroche ». Il comprend les communes de La Latette, Fraroz, Cerniébaud, Arsure-Arsurette, Bief-des-Maisons qui, enserrées entre la barrière de la Joux à l'Est et les hautes moraines de l'Ouest semblent bien en effet mener une existence à part.

Si, dans la géographie humaine, les « Barochais » demandent une mention spéciale, avec leurs maigres hameaux qui s'opposent aux gros bourgs du Val de Mièges, leur pays mérite également de retenir l'attention dans une étude morphologique.

Le glaciaire y est, en effet, beaucoup moins épais que dans les accumulations morainiques de l'Ouest et si les altitudes y sont souvent aussi élevées, cela tient à ce que la roche en place atteint, elle aussi, des altitudes supérieures.

Cela ne peut manquer de surprendre, après plusieurs journées d'exploration plus à l'Ouest où le baromètre altimétrique a donné régulièrement 840 à 850 mètres pour les surfaces calcaires les plus hautes, et l'œil cherche à discerner les cailloux ronds des moraines sur toutes les buttes plus élevées.

C'est bien cependant sur du calcaire portlandien que l'on trouve les hauteurs de 939 mètres au Sud-Est de La Latette, de 957 mètres au Sud d'Arsure-Arsurette. On rencontre également la roche en place en arrière de Cerniébaud et d'Arsure-Arsurette à des altitudes plus élevées : 870 mètres, par exemple, à la masure isolée, sur le croisement des chemins qui viennent de Cerniébaud et d'Arsure-Arsurette. A l'Est de Cerniébaud, on trouve même un gros bloc de roche tout près de la muraille de la Joux, à 980 mètres. Tous ces rochers, même les plus élevés, sont d'ailleurs plus ou moins recouverts de glaciaire.

Ces altitudes semblent contredire celles que nous avons trouvées sur le plateau de Cuvier. Y avait-il donc là, avant les glaciations, une sur-

face d'érosion plus élevée que celle de Cuvier et qui apparaîtrait ainsi comme la plus ancienne de toutes ?

Trois faits s'y opposent.

1° On ne voit nulle part apparaître une telle surface. On observe seulement des points, à des altitudes diverses, entre 900 et 980 mètres. Une ancienne surface d'érosion devrait être beaucoup plus plane.

Cette preuve n'est cependant pas absolue parce que les recouvrements glaciaires ne permettent pas de reconstituer toute la surface, et l'on n'en peut guère juger que par des pointements.

2° Nulle part, la surface de Cuvier ne pénètre en coin au milieu des altitudes supérieures de la Baroche, comme cela devrait se produire s'il s'agissait de deux cycles successifs.

De plus la Baroche se raccorde directement avec la surface de Nozeroy, sans passer par l'étage intermédiaire de la surface de Cuvier. Rien ne ressemble moins, par conséquent, à un étagement de surfaces cycliques.

3° Au contraire, la montée vers l'Est apparaît extrêmement régulière, partout où les cailloux morainiques permettent de suivre la surface de la roche. Et le fait essentiel est que nous avons affaire ici à une surface structurale. Que ce soit entre La Latette et Cerniébaud ou à l'Est de Gillois, la pente topographique monte lentement en même temps que la pente des couches.

Il semble donc bien que les hautes altitudes de la Baroche soient dues à un relèvement de surfaces antérieures tranchant des couches peu inclinées. Et comme elles montent tout le long du Haut-Joux vers cette chaîne, il est permis de penser qu'il s'agit bien d'un redressement dû au plissement de la chaîne orientale.

Particulièrement nets dans la Baroche, ces soulèvements sur les bords des nouveaux plissements furent extrêmement variables. Parfois ils font défaut. C'est ainsi que sur les bords du Lison et du ruisseau de Conche on peut suivre la surface de l'ancienne pénéplaine à 520 mètres jusqu'au pied de l'ondulation transversale.

Il s'agit donc, essentiellement, de déformations locales.

L'apparition des mouvements récents ne souleva pas seulement les bords des plateaux déjà formés. Les anciens plissements et dislocations en furent également affectés.

Nous avons vu qu'à plusieurs reprises, les mouvements récents avaient été influencés par ces anciennes lignes tectoniques, autour du Poupet et du Signal de Hautepierre notamment. En retour, les soulèvements anciens furent, eux aussi, modifiés au voisinage des nouveaux soulèvements.

Tout d'abord, ils ont été, en certains points, interrompus et déplacés sous l'effort des plissements nouveaux qui les recoupaient. Tel est le cas

du plissement chaîne bisontine-Montagne de Fresse qui a été coupé en deux par l'ondulation transversale. Et la Montagne de Fresse est, aujourd'hui, 4 ou 5 kilomètres à l'Est du prolongement des monts de l'Est de Quingey.

D'autre part, il est certain que telles dislocations anciennes ont été remaniées par les plissements récents. Les lignes tectoniques de la Montagne de Fresse se trouvent, dans la Forêt de la Basse-Joux, tordues en quelque sorte vers le Nord-Est où elles prennent la direction de la Forêt du Sçay. De même, le système de failles de Mamirolle fut dévié de telle façon qu'il semble aujourd'hui se raccorder avec l'Heute, comme le remarque E. Fournier (1).

Il y eut sans doute plus encore, mais ceci est extrêmement difficile à déterminer de façon précise. Les dislocations anciennes durent être, en plus d'un point, ravivées. Il semble bien, en particulier, que certains traits de la chaîne bisontine furent alors rajeunis, au Nord et au Sud en particulier (2).

Enfin, l'apparition des grandes chaînes eut aussi un retentissement sur la surface des plateaux.

C'est à ce moment, sans doute, que le plateau d'Ornans a été affecté par une inclinaison générale de l'Est vers l'Ouest, comme nous l'avons remarqué.

Il y a aussi, à la surface des plateaux, des accidents du terrain qui trahissent des perturbations récentes.

Parcourons, par exemple, le plateau de Cuvier ; nous rencontrons des roches de natures très variées ; les affleurements sont partout recoupés en biseau par la surface topographique, et souvent, même, une épaisse couche de matériaux meubles montre que rien ne manque à cette pénéplaine typique.

Et cependant, sur la route de Censeau à Cuvier, un léger renflement de terrain que la route traverse en tranchée attire l'attention, car il correspond *exactement* à un anticlinal ; les pentes du terrain suivent le dos des couches ; la conformité est parfaite entre la structure et la topographie.

Cette structure est postérieure à celle que tranche la pénéplaine ; sinon elle aurait été nivelée comme les autres ondulations du plateau. On ne peut donc pas la rattacher aux premiers soulèvements, dont elle n'emprunte nullement la direction, et qui ont déjà subi une érosion prolongée.

(1) *Notice de la carte géologique détaillée.* Feuille de Besançon, 2e édit.

(2) F. Machatschek voit même, dans cette chaîne, le résultat d'une deuxième dislocation.

L'anticlinal, orienté du Sud-Ouest au Nord-Est, parallèle aux plissements récents, doit sans doute leur être attribué ; il n'en serait qu'un contre-coup affaibli.

On trouverait d'autres exemples encore, sur le plateau de Levier en particulier, qui prouvent que les plissements ont provoqué, çà et là, de larges ploiements. Il y a eu, sous leur influence, dans certains cas, un véritable gondolage des plateaux.

Ainsi l'apparition des grandes chaînes jurassiennes eut pour effet de disloquer les plateaux sous de multiples formes, séparation en compartiments portés à des altitudes différentes, déviation des anciens plis, résurrection d'anciennes dislocations, perturbations à la surface.

IV. — *Conclusions*

Nous avons vu que les accidents récents des plateaux n'étaient que des rameaux détachés des grandes chaînes jurassiennes. Nous pouvons donc essayer d'appliquer à ces rameaux les hypothèses émises sur les chaînes du Jura oriental.

Tout le monde s'accorde à voir dans le plissement général du Jura un écho des grands mouvements tectoniques alpins.

La durée de ce plissement, par contre, est très incertaine.

On admet parfois qu'il fut assez lent, et J.-B. Martin pense que cette lenteur permit aux rivières telles que l'Ain et la Bienne de n'y pas subordonner leur cours (1).

Par contre, A. Amsler, après avoir étudié le Jura oriental, croit que le plissement fut, au moins à la fin, assez rapide et les rivières, d'ailleurs assez faibles, venant de la Forêt Noire, n'eurent pas le temps de le surmonter (2).

Sur les plateaux, rien ne fait penser qu'il se soit produit d'un seul coup ; mais le mouvement de dislocation fut incontestablement plus rapide que le premier plissement, celui du Mont Bon. Les phénomènes d'antécédence y sont extrêmement limités et la carte structurale du Général de La Noë, qui fait ressortir, dans le cours supérieur du Doubs, la parfaite concordance du réseau hydrographique avec le plissement, semble prouver aussi que le soulèvement fut, cette fois, assez rapide.

La nature des plissements jurassiens fut, elle aussi, très controversée.

On admet aujourd'hui qu'ils ne sont pas dus à des mouvements profonds de toute la masse des terrains, mais seulement à un « plissote-

(1) *Le Jura méridional*, **116**, p. 210.

(2) *Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie*, **2**, p. 515.

ment » superficiel (*Hautschürfung* pour A. Amsler (1), *Faltelung* pour A. Heim (2)). Tandis que les Alpes correspondraient à un bouleversement de fond en comble, le Jura ne serait qu'une légère ride, au-dessus d'un socle rigide. Peut-être même peut-on penser avec A. Heim (3) que ce socle est constitué par toutes les roches inférieures au trias, le trias jouant le rôle d'une couche de glissement.

L'extension de cette théorie aux chaînes des plateaux pose cependant plusieurs questions.

Il y a contraste avec tous les exemples analogues de pénéplaines disloquées. On n'y trouve guère, en général, comme mouvements récents, que des mouvements verticaux. C'est ainsi que dans les Vosges la pénéplaine post-hercynienne est disloquée par des failles (4). Et c'est sans doute la règle pour toute la pénéplaine établie au primaire sur les débris de la chaîne hercynienne. La pénéplaine a joué le rôle d'un socle rigide qui a pu se briser, qui n'a pas pu se plier (5).

A cela il est facile de répondre que les couches calcaires, surtout avec intercalations marneuses, représentent une matière infiniment plus plastique que les socles granitiques ; certains efforts peuvent les ployer auxquels ceux-ci résisteraient comme des boucliers, et dans le Jura, précisément, les calcaires ont été pliés par-dessus ce socle.

Il a, d'autre part, été souvent répété que les plissements ne pouvaient guère se former que sous un revêtement épais de sédiments. Or, il s'agit, ici, d'une mince croûte qui s'est plissée elle-même et qui subsiste telle qu'elle a été plissée.

Mais il semble, de plus en plus, aujourd'hui que les exemples sont nombreux de calcaires plissés à l'air libre. Le fait est généralement admis dans le Jura.

De même les calcaires fendillés, morcelés, que l'on observe dans certains massifs, ne semblent guère pouvoir s'expliquer autrement que par l'effet de forces orogéniques sur des roches superficielles, ou très faiblement recouvertes.

La formation de bourrelets reste donc possible, à côté des mouvements verticaux. Et elle est seule à pouvoir expliquer certains des phénomènes que nous avons notés. Les chaînes anticlinales, le relèvement

(1) *Beziehungen...*, **2**, p. 516.

(2) *Geologie der Schweiz* **88**, I, p. 600 ; cf. A. Buxtorf, *Prognosen und Befunde*, **28**. Cf. sur le plissement du Jura et l'action des môles de résistance : E. Suess, *La Face de la Terre* (trad. E. de Margerie), **152**, t. I, p. 279, note 1.

(3) *Geologie der Schweiz*, **88**, I, p. 581 et 603.

(4) H. Baulig, *Questions de morphologie vosgienne et rhénane*, **4**.

(5) Il ne s'agit ici que de plissements locaux, et non des « plis de fond », des « vastes ondulations qui ont affecté, au tertiaire, toute l'ancienne zone hercynienne » (Emm. de Martonne, *Deux massifs hercyniens...*, **127**, p. 50).

des plateaux sur les bords ne se produiraient pas au cas où des compartiments rigides basculeraient les uns par rapport aux autres ; de même, les légères déformations de la surface, très normales dans le cas d'un ébranlement de toute la masse calcaire, ne pourraient plus s'expliquer par les seules dislocations profondes.

Enfin le plissotement superficiel rend fort bien compte des coupures semblables à celle qui sépare la Forêt du Sçay de la chaîne de l'Heute. Au cours de ce plissotement, une même poussée orogénique, parallèle à une ligne de faille antérieure, peut se traduire différemment de part et d'autre de cette ligne et donner un décrochement.

Il semble donc bien exact que le mouvement orogénique, parti de l'Est, n'a pas seulement donné naissance aux hautes chaînes du Jura ; se propageant à la façon d'un mouvement vibratoire qui comporterait des « nœuds » et des « ventres », il a encore formé les chaînes secondaires à la surface des plateaux.

On ne saurait cependant étudier ces rides comme absolument indépendantes du socle sur lequel elles se sont formées.

1° Depuis longtemps, on a remarqué l'influence de môles anciens comme celui de la Serre sur le plissement du Jura.

2° Il est nécessaire d'admettre que, dans la région des plateaux, le socle lui-même a été affecté par les plissements.

On ne s'explique pas, en effet, comment le simple glissement de couches sur un socle rigide pourrait porter certains compartiments des plateaux à 100 ou 200 mètres au-dessus des compartiments voisins.

Il est naturel, au contraire, que le bouleversement alpin, qui a amené la formation du Jura, ait eu sa répercussion sur le soubassement profond, sous forme de cassures nouvelles ou de rajeunissement de failles (1). Ces dislocations ne furent qu'un écho atténué ; elles eurent, sans doute, peu d'importance, et, dans le Jura des chaînes elles furent masquées par l'énorme déplacement de matières plus ou moins meubles à leur surface. Dans la région des plateaux, au contraire, ce soubassement était assez proche de la surface : les sondages de Lomont, le massif de la Serre nous le prouvent (2) ; sous le plateau de Lons-le-Saunier, le socle lui-même avait dû être très fortement redressé vers l'Ouest. Aussi tous les mouvements qui ont affecté ce soubassement, quelle qu'ait été

(1) Cf. F. Delafond. « Les plis hercyniens ont leur direction modifiée sous l'influence des plissements alpins, par refoulement de la couche normale primitive, armoricaine-varisque. » (*Le chenal houiller du Plateau Central*, **49**, p. 74).

De même, E. Chaput compare les décrochements du Jura à ceux de la Côte d'Or, et pense qu'ils ont été assez profonds pour atteindre les synclinaux houillers hercyniens (*Remarques sur le rôle des décrochements dans la tectonique de la Côte d'Or*, **34**).

(2) V. *supra*, Première partie, chap. VII.

leur intensité, ont eu ici leur répercussion sur la surface et sont venus compliquer le plissement de cette surface.

Les plateaux du Jura sont, à la fois, une région hercynienne et une région alpine.

Nous avons vu que, semblables au Jura souabe, ils avaient été purement hercyniens jusqu'à l'époque miocène ; aussi les bouleversements profonds de l'époque tertiaire se sont-ils traduits par des dislocations semblables à celles de l'Europe hercynienne.

Mais ils sont aussi une région alpine parce que les poussées tangentielles venues des Alpes en ont ridé la surface.

Ce double caractère est définitivement marqué à l'époque de la dislocation des plateaux.

Cette dislocation n'est guère plus facile à dater que le premier plissement, quoique elle doive être rattachée à l'ensemble du plissement jurassien.

Un seul fait est bien établi pour le plissement des chaînes orientales, c'est qu'il est postérieur aux dépôts mollassiques, et qu'il ne peut, par conséquent, prendre place qu'au pontien ou au pliocène. « Il est bien établi aujourd'hui que le Jura tabulaire a été affecté de dislocations prémiocènes, mais que le Jura des chaînes a été plissé au pliocène » (1). Et nous en avons retrouvé la confirmation sur les plateaux (2).

C'est ce qu'exprime également A. Amsler (3), pour qui le plissement principal du Jura eut lieu au pontien supérieur ou au plaisancien.

Les résultats auxquels on est arrivé pour les régions voisines semblent bien prouver cependant que les derniers mouvements tectoniques importants n'eurent pas lieu avant la fin du pliocène inférieur.

Au Nord, « la plupart des mouvements tectoniques auxquels les Vosges doivent leur relief... sont postérieurs au pliocène ancien » (4).

Dans la Bresse qui, au plaisancien, était occupée par un lac, les dépôts de cet âge sont relevés vers l'Est le long de la bordure du Jura. Dans la région de St-Amour, la plongée du pliocène inférieur vers l'Ouest atteint même jusqu'à 20 ou 30 p. 100 (5).

D'autre part, ces dépôts sont fins (6), correspondant à une période de faible érosion, tandis que le pliocène moyen est marqué au contraire par des dépôts assez grossiers et très abondants (7).

(1) A. Heim. *Geologie der Schweiz*, 88, I, p. 611. Pliocène doit s'entendre ici de l'ensemble du pontien et du pliocène.

(2) V. *supra*, Première partie, chap. VII.

(3) *Beziehungen...*, 2, p. 514.

(4) Général de Lamothe. *Evolution tectonique du relief des Vosges méridionales pendant le quaternaire...*, 99, p. 2111.

(5) F. Delafond et C. Depéret. *Les terrains tertiaires de la Bresse* ; 50, p. 94.

(6) *Ibid.*, p. 160.

(7) *Ibid.*, p. 176.

On ne trouve sur les plateaux que des raisons assez vagues pour confirmer ou infirmer ces hypothèses.

E. Brückner admettait que le deuxième soulèvement du Jura se plaçait au pliocène supérieur, parce qu'il avait supposé le premier postérieur au miocène, et il avait dû laisser entre les deux un temps suffisant pour la pénéplanation du Jura tout entier.

Pour des raisons analogues, F. Machatschek attribuait aussi au pliocène supérieur les dislocations des environs de Salins et les mouvements locaux sur les surfaces déjà formées (1).

Nous n'avons pas les mêmes motifs pour ménager la plus longue durée possible entre le premier et le deuxième mouvement tectonique. Le pontien fut une période suffisamment longue pour permettre la formation d'une pénéplaine. Il nous suffit que la plus grande partie du pontien ait été intercalée entre le plissement du Mont Bon et la dislocation des plateaux. Et, d'autre part, il est difficile d'admettre des dates trop récentes, car il faut réserver du temps aux érosions qui se sont exercées depuis lors et que nous étudierons plus loin.

Il faut reconnaître que tout cela est bien vague, et nous ne trouvons pas sur les plateaux, dans l'état actuel de nos connaissances sur la marche de l'érosion, de raisons d'ordre morphologique qui nous permettent de préférer une date entre la fin du pontien et le début du pliocène supérieur.

Le premier démantèlement, qui avait abouti aux plateaux de Lons-le-Saunier et de Champagnole, dut donc se placer, à peu près, à la fin du pontien et au pliocène inférieur.

Ce démantèlement fut contemporain d'un certain nombre de surfaces d'érosion dans les régions voisines.

C'est, sans doute, à cette période que doit être rapportée la pénéplaine pliocène décrite par A. Cholley (2) dans la Vôge et qui dépendait de conditions analogues à celles du Jura occidental.

Les pénéplaines reconnues par G. Braun (3) dans le Sud de la Forêt Noire et le Nord du Jura en sont également contemporaines.

Il semble bien d'ailleurs que dans les deux cas il ne s'agisse pas en réalité de vastes pénéplaines, mais de surfaces d'érosion semblables à celles des plateaux de Lons-le-Saunier et de Champagnole (4).

(1) F. Machatschek. Der *Schweizer Jura*, **102**, p. 67.

(2) *La Vôge*, **36**.

(3) G. Braun. *Zur Morphologie der Umgebung von Basel*, **23**.

(4) Peut-être pourrait-on réserver à de telles surfaces le nom de surfaces pénéplanes admis en principe par Emm. de Martonne et le Col. Romieux, **126**. Une pénéplaine nivellerait au contraire toutes les surfaces antérieures, à l'exception de quelques monadnocks.

Cette histoire des plateaux du Jura explique, d'autre part, certains contrastes que l'on a relevés entre les deux bords de la Bresse.

Du côté du Massif Central, nous avons en effet une ligne de rivage rectiligne, parallèle à la faille de la Côte d'Or et d'une régularité frappante.

On s'est plu à lui opposer le caractère festonné de la rive jurassienne. Mais, si l'on admet les conclusions auxquelles nous sommes arrivés, la bordure du Jura au plaisancien peut avoit été aussi régulière que celle du Massif Central. Les chaînes de Lons-le-Saunier et de l'Heute n'existaient peut-être pas encore ; la lisière jurassienne devait se trouver dans ce cas le long de l'escarpement du Franois, à l'Est du plateau de Champagnole. On aurait donc eu, des deux côtés, le même relief d'érosion tout à fait rectiligne.

Ce sont les mouvements tectoniques récents qui ont donné à la bordure du Jura sa physionomie actuelle et qui ont mis fin au premier démantèlement.

Comme ce sont eux qui ont été les plus intenses dans le Jura, comme leur influence y est encore partout visible, on peut dire que ce sont eux qui ont véritablement construit le Jura. Mais il ne faut pas oublier qu'ils l'ont construit avec des matériaux qui avaient déjà servi. Et sur les fragments des plateaux qu'ils ont soulevés et encadrés nous avons pu lire la sculpture des érosions antérieures. De même, sur les ruines des cités antiques, des maisons modernes se sont édifiées ; mais les moellons sont faits de colonnes brisées où apparaît encore la trace des anciennes moulures.

TROISIÈME PARTIE

L'ÉVOLUTION SUBAÉRIENNE RÉCENTE

L'évolution des plateaux après la dislocation de la pénéplaine

A partir de la dislocation générale des plateaux, leur évolution semble due uniquement à l'action des eaux, superficielles ou souterraines, et des glaciers.

On peut se demander pourtant si l'on n'y rencontre pas des mouvements tectoniques plus récents.

Certains auteurs pensent, en effet, que les chaînes du Jura oriental ont été affectées par des dislocations depuis leur formation.

En particulier, les décrochements comme celui de Pontarlier sont attribués par G.-F. Dollfus (1) à des mouvements postérieurs au plissement. Nous avons vu que les directions de ces décrochements étaient, sans doute, antérieures, mais il est possible que des mouvements tectoniques plus récents les aient suivies de nouveau.

W. Kilian (2) a trouvé dans la vallée du Rhône, devant Fort l'Écluse, des terrasses à 20 mètres, en pente de l'aval vers l'amont, qui témoigneraient de mouvements de bascule très récents.

Tardy parle même de digues romaines qui auraient été détruites, de glissements contemporains, sans que ces observations paraissent, d'ailleurs, bien établies (3).

Ces mouvements, s'ils sont réels, durent avoir leur répercussion sur les plateaux.

Nous ne trouvons à leur surface, cependant, aucune preuve de dislocations postérieures au plissement général du Jura.

F. Machatschek (4), qui pense que les dislocations se prolongèrent jusqu'à une époque récente, les fait, en réalité, contemporaines des chaînes orientales.

(1) *Gisements tertiaires près de Pontarlier*, **56**.

(2) Cf. A. Heim. *Geol. d. Schweiz*, **88**, I, p. 184.

(3) V. aussi la question des mouvements du sol près de Doucier, par A. Daubrée, **37** ; L.-A. Girardot, **80** ; A. Romieux, **147**.

(4) *Der Schweizer Jura*, **102**, p. 87.

Tous les plissements et toutes les dislocations que nous avons observés sur les plateaux peuvent être rapportés à une même période que nous avons définie comme celle du plissement général (1).

Aussi pensons-nous que, s'il y eut des mouvements du sol récents, ils furent en réalité très peu marqués (2).

L'évolution récente des plateaux a été, essentiellement, l'œuvre de l'érosion.

La période qui s'écoula depuis le deuxième plissement du Jura fut assez courte, si on la compare à celle qui précéda les plissements, ou, même, à celle qui sépara le premier et le deuxième plissement. Aussi ne donna-t-elle lieu à aucune pénéplaine, nivelant de vastes surfaces.

Les résultats de l'érosion furent cependant sensibles. C'est alors que se modelèrent les combes sur les anticlinaux du Jura oriental et méridional. A ces puissantes entailles correspond, sur les plateaux, un vigoureux approfondissement des vallées. L'érosion paraît cependant avoir été plus active sur les hautes chaînes ; les rivières s'y sont creusées plus facilement en profitant de la mollasse, des affleurements marneux, ou simplement des synclinaux calcaires dont le fond n'était pas encore fissuré ; les plateaux, au contraire, furent privés par l'infiltration d'une bonne partie des eaux, et les hauteurs qui les traversent ont mieux conservé leurs formes que les chaînes du Jura oriental.

Ce n'est pas que les plateaux aient été dépourvus de tout réseau hydrographique : des rivières se formèrent aux dépens de l'ancien réseau de la pénéplaine, à la suite du deuxième plissement.

Nous avons ainsi deux grandes régions dont l'une a son niveau de base à l'Ouest, et l'autre au Sud. La première est drainée par le Doubs et ses affluents (Cuisancin et Audeux, Loue et Lison) ou par les rivières du Vignoble (Furieuse, Cuisance, Orain, Seille, Vallière), affluents de la Loue, du Doubs et de la Saône. C'est le domaine du réseau bressan.

La deuxième, formée du plateau de Champagnole et de la moitié Sud du plateau de Nozeroy, est drainée par l'Ain.

Enfin, ces deux grandes régions sont parsemées de bassins fermés que nous réserverons pour les étudier avec l'évolution karstique.

(1) Il est bien entendu que ce terme de plissement général désigne, en fait, une phase tectonique ; il put comporter une série de mouvements différents, commencer, par exemple, par un plissement et se poursuivre par des fractures. Tel est le cas, semble-t-il, du pli-faille de Mouthier que des failles auraient ensuite morcelé et compliqué. (Cf. W. Kilian et E. Haug : *Les dislocations de Mouthier-Hautepierre* **87**.)

(2) Cf. pour les Vosges, Général de Lamothe. *Evolution tectonique* **99**. Du même auteur : *Les anciennes nappes alluviales du bassin de la Haute-Moselle; Evolution tectonique du relief des Vosges méridionales et origine du barrage du Noir Gueux*, **100**.

CHAPITRE PREMIER

LE RÉSEAU BRESSAN

I. — *Le Doubs* (1)

Tracé du cours

De Baumes-les-Dames à Osselle, le Doubs suit le pied de la chaîne bisontine. Par delà cette chaîne, qui les dérobe à la vue, s'étendent, à l'Est, les grands plateaux à l'altitude moyenne de 400 mètres ; à l'Ouest, au contraire, les plateaux entre le Doubs et l'Ognon restent à l'altitude moyenne de 300 mètres et s'abaissent vers la Bresse ; leur surface couverte de cultures et de pâturages contraste avec les pentes raides et boisées de la chaîne bisontine ; de larges vallées s'y creusent, à l'altitude de 200 mètres et leurs versants indécis décèlent les terres molles du lias ou les cailloutis récents. Le Doubs marque nettement une frontière.

Ce ne peut être une simple coïncidence qui a localisé son cours. Le Doubs s'est fixé ici postérieurement à la grande faille bordière de la chaîne bisontine.

Mais il ne suffit pas de dire que le Doubs longe le pied de la chaîne bisontine. Son cours est, en réalité, infiniment plus complexe. Il serpente en nombreux méandres, depuis Montbéliard jusqu'à Dôle : les boucles de Deluz, de Chalèze, de Besançon, d'Aveney, de Thoraise ne sont que les plus accentués d'entre eux.

De plus, ces méandres sont tracés à travers les anticlinaux et les dislocations de la chaîne bisontine, qui n'ont sur eux aucune espèce d'influence.

L'exemple de la boucle qui abrita d'un fossé circulaire la fortune de Besançon est aujourd'hui classique. Le Doubs, coulant dans un syncli-

(1) Il ne s'agit pas ici de présenter une étude complète de l'évolution du Doubs. Nous n'avons affaire le long des plateaux qu'à un fragment très limité de son cours ; mais nous devons fixer tout au moins les grandes lignes de cette évolution qui a commandé l'évolution récente des plateaux.

nal, s'en échappe pour franchir l'anticlinal qui l'enserre à l'Ouest ; il l'entaille par une muraille à pic que surmonte la citadelle de Vauban et sur laquelle se lit la plus expressive des coupes structurales ; puis, après avoir arrondi sa boucle à l'Ouest, il revient prendre place dans le synclinal primitif (Fig. 48).

Nous devons admettre qu'après l'apparition du grand accident tectonique qui a déterminé la direction générale de son cours, le Doubs, devenu une rivière à méandres, s'est enfoncé à travers une structure accidentée.

Les méandres se sont donc développés à une époque où la structure actuelle n'existait pas encore ou avait été oblitérée, ou bien par-dessus une couverture qui masquait ce relief.

L'hypothèse de l'antécédence, qui semble acceptée par F. Machatschek, a de nombreux arguments en sa faveur.

Elle ne peut cependant pas être admise de façon générale, et l'évolution fut, dans l'ensemble, très complexe.

Il y eut tout d'abord, semble-t-il, adaptation à la structure par rapport au premier plissement. Le Doubs suivit l'exemple de la Loue voisine ; la rivière qui longeait le fossé bressan fixa son cours lorsque apparut la chaîne du Vignoble bisontin, au moment où mourait la pénéplaine d'Ornans. Mais, tandis que des soulèvements perpendiculaires contraignaient la Loue à modifier son cours, le Doubs parallèle à ces soulèvements n'eut pas grand effort à faire pour s'adapter aux nouvelles formes de relief.

Il ne s'y asservit sans doute pas complètement, mais, outre la direction générale, certains détails du tracé ne peuvent s'expliquer que par là. C'est ainsi qu'il vint traverser les synclinaux de Chaux-les-Clerval et de Baume-les-Dames (1). De même, il évita le horst de Rougemont, marqué aujourd'hui par des affleurements de trias et il prit, plus à l'Est, le chemin coupé maintenant par l'anticlinal de Clerval.

Il semble bien plus difficile d'écarter l'antécédence pour expliquer la situation du Doubs vis-à-vis du deuxième plissement. Ce mouvement tectonique se manifesta, en effet, dans la chaîne bisontine, par des soulèvements vers le Nord, et on doit lui attribuer, en particulier, l'anticlinal de la Côte d'Armont ; c'est là que nous trouvons l'exemple le plus net d'antécédence, et nous devons y insister, bien qu'il n'appartienne plus à la région des grands plateaux.

Le Doubs, sans chercher à l'Ouest un chemin plus facile, tranche cet anticlinal par la cluse de Clerval. Or, l'altitude de la Côte d'Armont, dans le voisinage de la vallée du Doubs, est supérieure à 500 mètres, et les cailloutis les plus élevés notés dans le voisinage ne montent, à Hyè-

(1) V. la carte structurale du Général DE LA NOË.

vres-Paroisse, qu'à 414 mètres (1). Il semble bien qu'il y ait là antécédence pure et simple.

L'antécédence, *restreinte* vis-à-vis du premier plissement (2), aurait été normale vis-à-vis du deuxième plissement qui rajeunit le relief. Et on peut tenter de l'expliquer en montrant que le Doubs était une rivière beaucoup plus puissante que la Loue à Mouthier et plus capable, par conséquent, de lutter contre le soulèvement ; le plissement, d'autre part, perdait en intensité à mesure qu'il s'éloignait de l'Est.

Nous ne pouvons cependant admettre cette explication de façon définitive. Il y a eu, en effet, dans la vallée du Doubs, un remblaiement par des cailloutis d'origines diverses ; l'hypothèse de l'antécédence repose uniquement sur le chiffre de l'altitude supérieure des cailloutis qui n'est pas fixé de façon certaine. Et il faut noter que des cailloux cristallins, en petit nombre il est vrai, ont été observés, dans les environs ou en aval, à des altitudes supérieures à 500 mètres (3).

Non seulement nous n'observons donc sur les plateaux aucun exemple d'antécédence ; mais, dans le Nord du Jura même, où il nous est impossible de l'écarter complètement, nous ne trouvons aucune preuve décisive. Somme toute, elle semble bien n'avoir joué qu'un faible rôle. La présence des cailloutis écarte également l'hypothèse d'une structure simplement effacée par érosion.

La vallée actuelle est surtout due à la surimposition dont les traces sont indiscutables.

Après le deuxième plissement toute la région à l'Ouest des grands plateaux fut noyée sous une masse de cailloutis d'autant plus épaisse qu'elle était la conséquence des grands mouvements tectoniques alpins et jurassiens.

C'est ce remblaiement qu'il faudra étudier pour comprendre l'évolution de la vallée du Doubs après le plissement.

Le fond de la vallée du Doubs est aujourd'hui occupé, jusqu'à 20 mètres d'altitude relative environ, par des alluvions formées d'éléments jurassiens et vosgiens et qui témoignent d'un creusement et d'un remblaiement récents.

Mais la présence de cailloutis anciens, à partir de 20 mètres au-dessus du fond de la vallée, prouve qu'il y avait eu un creusement jusqu'à ce niveau avant le grand remblaiement pliocène.

(1) Général DE LAMOTHE. *Les anciennes nappes alluviales du bassin de la Haute-Moselle...*, **100**, p. 414.

(2) V. *supra*, Première partie, chap. VI.

(3) Par exemple, un à Nancray à 509 mètres, d'autres à la Batterie Roland, à 510 mètres. G. BOYER. *Sur* la *provenance et la dispersion de galets silicatés et quartzeux dans l'intérieur et sur le pourtour des Monts-Jura*, **21**.

Les dépôts fluviatiles s'élevèrent alors jusqu'à une altitude voisine de 500 mètres dans le Nord. On en a retrouvé des gisements plus ou moins épais (1), parfois coincés dans les anfractuosités des roches jusqu'à l'altitude de 512 mètres (ferme Le Fahy au Nord-Est de Delle) ; d'autres, plus en aval, à des altitudes inférieures, à la Côte des Buis, à Chaudanne (350 mètres) (Fig. 43).

Ces dépôts devaient former à cette altitude une véritable nappe qui était bordée à l'Est par les hauteurs de Montfaucon-Arguel, et la rivière s'est tout naturellement maintenue le long de cette ligne de hauteurs, sur l'emplacement de l'ancien Doubs, alimenté par les sources qui jaillissaient du calcaire.

L'origine de ces cailloux a été longtemps incertaine. La présence de cailloux cristallins, particulièrement dans le Nord, était attribuée à des apports vosgiens ; et, cependant, ces cailloux avaient bien été apportés par le Doubs et non par l'Ognon, comme il aurait été naturel de le penser (2).

Le problème était lié à celui de nombreux cailloux bressans dont l'origine alpine était reconnue ; on discuta pour savoir quel avait été l'agent de transport.

F. Delafond et C. Depéret y voyaient l'influence possible des glaciers (3).

Pour E. Brückner, au contraire, il s'agissait de fleuves qui, par-dessus le Jura pénéplané, avaient apporté des cailloutis alpins (4).

Le Général de Lamothe (5) apporta, il y a vingt ans, la solution, en montrant que ces cailloux, identiques à ceux du Sundgau, avaient dû être transportés par le Rhin (6). Celui-ci s'écoulait autrefois vers le Rhône par la vallée du Doubs, et le fait est aujourd'hui admis (7). Ce fleuve Rhin-Doubs aurait subsisté, pour le Général de Lamothe, pendant la plus grande partie du pliocène moyen et supérieur.

Venant du Nord-Est, la nappe alluviale ainsi étalée devait former un immense cône de déjection. Et, sans doute, les altitudes décroissaient-elles assez rapidement de l'amont vers l'aval.

(1) Sur ces dépôts, v. G. Boyer et A. Girardot, *Etudes sur le quaternaire dans le Jura bisontin*, **21**, et De Lamothe, *Sur le passage du Rhin par la vallée du Doubs*, **98**.

(2) Cf. E. Bourgeat, *Quelques remarques sur la région de la Serre et le Nord du Jura*, **15**, p. 305.

(3) *Les terrains tertiaires de la Bresse...*, **50**, p. 332.

(4) *Die Alpen im Eiszeitalter*, **27**, II, p. 474 et suiv.

(5) *Sur le passage du Rhin par la vallée du Doubs*, **98**.

(6) L'hypothèse avait été déjà émise antérieurement. Cf sur cette question, G. Eisenmenger, *Etudes sur l'évolution du Rhin et du système hydrographique rhénan*, **58**, p. **134**.

(7) A. Heim. *Geol. der Schweiz*, **88**, I, Pl. XV, p. 381.

Nous ne pouvons guère établir la pente de ce cône de déjection, et les chiffres proposés par Robert Douvillé (1) sont très contestables.

Robert Douvillé relie, en effet, le niveau de la Ferme Le Fahy (512 m.), établi par le Général de Lamothe, et le niveau de 360 mètres, reconnu par Ch. Depéret pour les environs de Lyon, et il conclut à une pente de 0,5 p. 1.000, la distance entre ces deux points étant d'environ 300 kilomètres. Cela lui permet de comparer cette pente à celle du Rhône entre Lyon et la mer (0,4 p. 1.000).

Mais tous ces chiffres apparaissent singulièrement incertains. Les gisements sont extrêmement rares à ces altitudes élevées. Les cailloux atteignent jusqu'à ces hauteurs-là, sans que l'on puisse affirmer qu'ils ne se sont jamais élevés plus haut. Nous sommes certains de ne posséder nulle part la surface supérieure du cône de déjection.

Il s'agit, en effet, d'une surface de remblaiement, infiniment plus difficile à suivre aujourd'hui qu'un niveau d'érosion ; car les seuls témoins en sont formés par les matériaux meubles qui ont pu rester accrochés aux flancs de la chaîne bisontine, mais ces matériaux, le plus souvent, en ont été enlevés.

On a pu, en serrant la question de plus près, arriver à une interprétation assez différente de celle de Robert Douvillé.

Le Général de Lamothe avait déjà remarqué (2) que les galets d'origine rhénane, déposés par le Doubs, se trouvaient à des niveaux très différents et devaient former plusieurs terrasses. Il a établi plus récemment (3) que les niveaux inférieurs sont plus ou moins recouverts de petits éléments vosgiens et représentent des plates-formes d'érosion créées par le Doubs aux dépens des alluvions rhénanes.

Aussi y a-t-il lieu surtout de considérer le niveau supérieur, qui correspond aux maxima d'altitude des alluvions. On trouve ainsi, de l'aval vers l'amont, 350 mètres à la Côte des Buis, 390 mètres au Bois du Charbonnier près Deluz, 400 mètres à Plénise, 414 mètres à Hyèvre-Paroisse. Plus en amont, on atteint 512 mètres à la Ferme Le Fahy. La pente ainsi obtenue entre les points extrêmes, Le Rozet en aval, Le Fahy en amont, est de 0,16 p. 100. « Si l'on suppose cette nappe supérieure prolongée en aval de la Côte des Buis avec la pente de 0,16 qui est certainement trop forte pour cette section, on voit que son altitude au-dessus du confluent de l'Orain (35 kilomètres) serait de 300 mètres au moins et que, par conséquent, la nappe passerait à plus de 60 mètres au-dessus du plateau bressan... Il semble dès lors évident que, si les alluvions du Rhin s'étaient étendues avec de pareilles épaisseurs sur le

(1) *Remarques à propos du Rhin français pliocène*, **57**.

(2) *Sur la passage du Rhin par la vallée du Doubs*, **98**.

(3) *Les anciennes nappes alluviales du bassin de la Haute-Moselle...*, **100**.

plateau bressan, on en retrouverait des témoins, surtout près du confluent de l'Orain ; or, il n'en existe aucune trace... La topographie de la cuvette bressanne est donc incompatible avec l'hypothèse de l'extension du Rhin par-dessus la cuvette.

Il faut en conclure que les alluvions du Rhin ont été arrêtés par un lac, dans lequel ils ont nécessairement créé un vaste delta. Ce delta ne devait pas s'étendre très en aval de Rozet, et comme les cailloutis de la Côte des Buis ne dépassent pas 350 mètres, on peut admettre que l'altitude du lac devait être très voisine de 340 mètres... » (1).

Ce lac bressan prend place dans la longue série des nappes d'eau qui occupèrent, depuis l'oligocène, le fond de la cuvette bressanne. Celui qui nous intéresse ici se déversait vers le Sud, à travers les dépôts rhodaniens qui barraient la vallée de la Saône, et c'est dans les environs de Lyon qu'il faut chercher les débouchés du lac. Voici les altitudes successives du barrage du lac relevées par le Général de Lamothe (2) : 373, 343 (correspondant au niveau de la ligne de rivage de 200 mètres), 306 (niveau de 148 mètres), 258 (niveau de 100 mètres), 313 (niveau de 60 mètres). Et encore, « les altitudes de 373 et de 343 sont très probablement des *maxima*, car les lacs correspondants, et surtout le plus élevé, ont pu s'écouler dans une autre vallée que celle du Rhône ». Retenons donc l'existence dans la basse vallée de la Saône d'un lac pliocène dont la surface se serait abaissée progressivement à partir d'une altitude d'au moins 340 mètres.

La discussion sur le lac bressan sortirait du cadre de cette étude. L'hypothèse n'intervient ici que pour expliquer la disposition des cailloutis apportés par le Doubs. Nous remarquerons cependant qu'elle explique parfaitement les faits que nous observerons tout à l'heure à propos des niveaux d'approfondissement de la vallée du Doubs. Et bien avant d'avoir eu connaissance des conclusions du Général de Lamothe, nous avions déterminé pour notre compte, sur la bordure du Jura central, l'existence d'un niveau de base voisin de 340 mètres.

Pendant que se formait ce cône de déjection, les plateaux en arrière de la chaîne bisontine étaient à une altitude certainement inférieure à 500 mètres, tout au plus à l'altitude de la plate-forme de Montrond (460 mètres-470 mètres).

Ils devaient donc se trouver, dans le Nord surtout, à peu près au niveau du cône de déjetcion, et ils n'étaient protégés que par la chaîne bisontine dont plusieurs cols ne dépassent pas 470 mètres. C'est ce qui explique que des cailloux cristallins aient pu être appor-

(1) *Ibid.*, p. 414.

(2) *Ibid.*, 412.

tées sur les plateaux ; on en rencontre aujourd'hui de très rares échantillons (1).

Cette situation ne dut pas se prolonger bien longtemps, car les cailloutis furent vite entamés par l'érosion.

Il fallait cependant la décrire, car c'est sans doute à ce moment que s'établit le cours du Doubs, tel qu'il subsiste aujourd'hui encore dans ses grandes lignes.

Formé sur un lit de cailloux et de débris de toutes sortes, il ne saurait être adapté aux conditions de la structure sous-jacente.

Depuis lors, le contraste de ce tracé avec la structure s'est révélé au cours de l'approfondissement.

Les niveaux d'approfondissement

A la phase de remblaiement succéda une période d'érosion. Le cône de déjection fut entaillé par une surface d'érosion répondant sans doute au niveau de base bressan. Le Doubs fit ainsi disparaître une bonne partie des cailloux qui recouvraient toute la région, et, en même temps, il rabota les plis calcaires qui surgissaient au milieu de ces cailloux.

Ces calcaires, placés au niveau de la vallée, ont dû être érodés assez facilement, parce qu'une grande rivière a un pouvoir d'érosion latérale considérable.

La vallée du Doubs s'est enfoncée peu à peu, en même temps que se vidait le lac bressan, et des arrêts se traduisent dans les niveaux d'érosion intermédiaires. Nous ne sommes pas sûrs de retenir sur les bords du Jura la trace de tous ces arrêts intermédiaires. Les buttes calcaires n'ont gardé que le témoignage des étapes les plus marquées, celles qui ont duré assez longtemps pour niveler les roches en place. Les traces des autres niveaux ont disparu avec les cailloux qui les représentaient (Fig. 44 à 47).

Niveau de la Citadelle

Le premier niveau que l'on puisse considérer comme un niveau d'approfondissement est à l'altitude de 340 mètres autour de Besançon ; il répond à l'altitude même du lac qui arrêtait les alluvions rhénanes.

Les niveaux d'érosion que l'on observe sur le bord de la vallée à une altitude supérieure doivent, en effet, être rattachés aux cycles antérieurs, ceux qui ont précédé le plissement général. Telle est la plateforme à 440 mètres-460 mètres entre L'Isle-sur-le-Doubs et Audin-

(1) Autour de Naisey et Nancray notamment. Cf. G. Boyer. *Sur la provenance... de galets silicatés et quartzeux...*, 22.

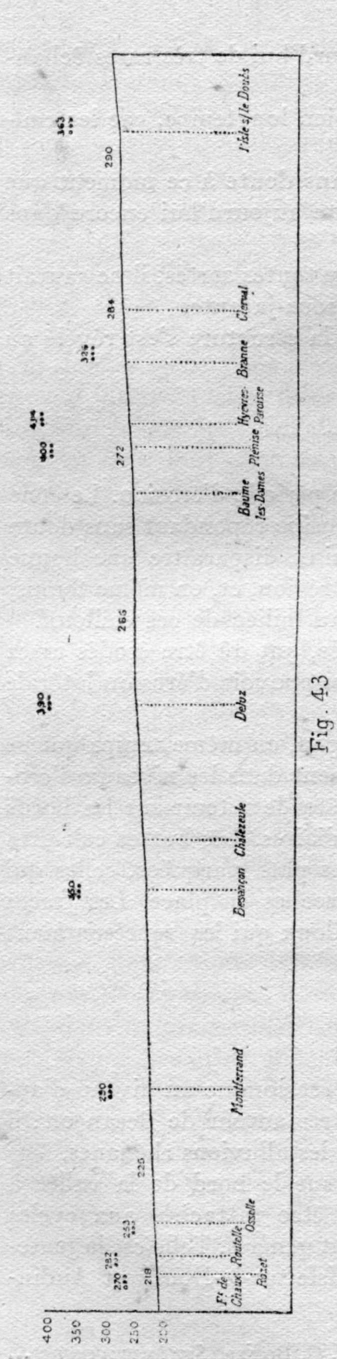


Fig. 43

PROFIL EN LONG DU DOUBS, ENTRE L'ISLE-SUR-LE-DOUBS ET ROZET, ET POSITION DES CAILLOUX RHÉNANS (d'après G. BOYER et le Général de LAMOTHE). Echelle des longueurs, 1/720.000 ; des hauteurs, 1/12.000.

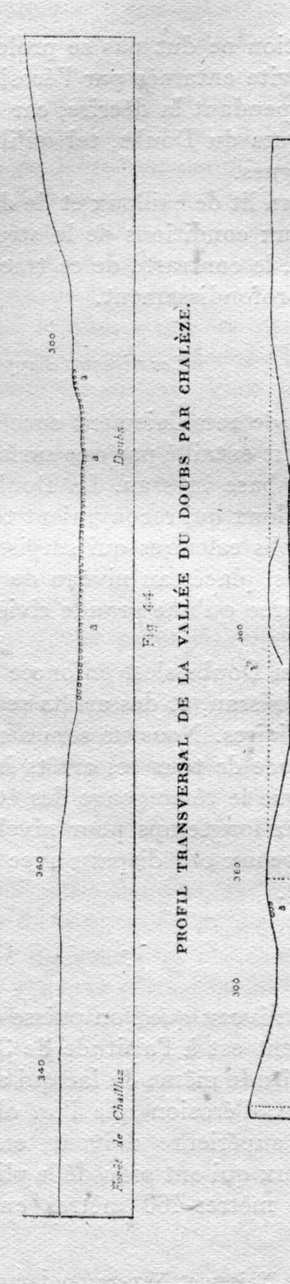


Fig. 44

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DU DOUBS PAR CHALÈZE.

Fig. 45

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DU DOUBS PAR BESANÇON

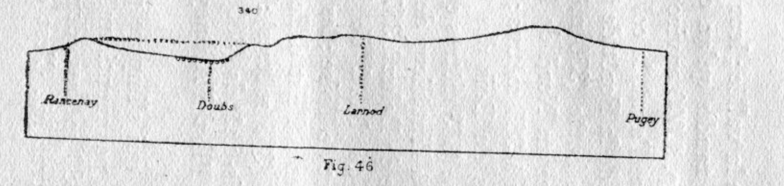


Fig. 46

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DU DOUBS PAR LARNOD.

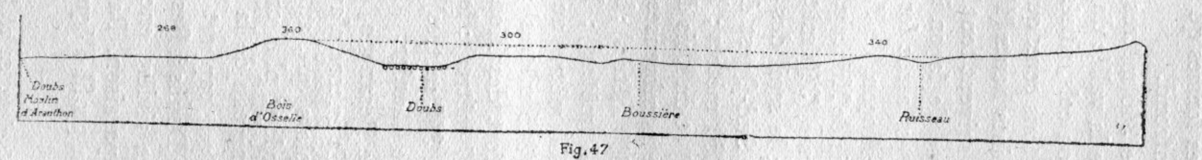


Fig. 47

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DU DOUBS PAR BOUSSIÈRES.

Fig. 44, 45, 46, 47. — PROFILS TRANSVERSAUX DE LA VALLÉE DU DOUBS CLASSÉS DE L'AMONT VERS L'AVAL.

Echelle des longueurs et des hauteurs, 1/40,000.

Les alluvions marquées fig. 45 sur le flanc Ouest de Petit-Chaudanne sont, en réalité, à la même altitude un peu plus loin.

court, que l'on peut relier sans doute, plus au Sud, au vieux Château de Montfaucon. Il y a là des formes qu'il faudrait rapporter peut-être à des restes du cycle de Montrond.

Par contre, le niveau de 340 mètres apparaît comme le plus net de tous les niveaux récents de la vallée du Doubs. Et l'on y peut rattacher de très nombreux replats ou cols, situés entre 340 et 350 mètres.

Nous y classerons aussi tous ceux qui s'élèvent jusqu'à 360 mètres et qui devaient former les points hauts (1).

Ces différents replats se suivent tout le long de la vallée ; leur altitude ne s'élève vers l'amont que de façon insensible tandis qu'au contraire la pente du Doubs actuel est assez forte : 0,35 p. 1.000 environ.

Tels sont, autour de Besançon, de l'amont vers l'aval, le col entre la Forêt de Chazelle et le Bois de Moncey, au Nord de la Forêt de Chailluz, à 360 mètres ; la plateforme (340 mètres) et la butte (350 mètres) au Nord de Chaudefontaine ; le seuil des Combottes au Nord de Braillans (340 mètres) ; la butte au Sud-Ouest de Vieilley à 365 mètres ; la butte de Chatillon-Guyotte à 360 mètres ; les replats du Bois des Chaillots (365 mètres et 356 mètres) et du Bois de Bauvoye (363 mètres et 343 m.) au Sud de Pouligney ; de nombreuses surfaces à l'intérieur de la Forêt de Chailluz (entre 340 et 360 mètres) ; la Chapelle de Deluz à 367 mètres ; l'éperon d'Amagney (340 mètres) ; la butte au Nord de Novillars (340 mètres) ; la butte à 350 mètres au Sud-Ouest de Thise ; les hauteurs à l'Ouest de Chalezeule (345 mètres) ; les buttes à l'Est d'Ecole et de Pirey et notamment le fort des Montboucons (365 mètres) ; la butte Nord-Ouest de Pirey (347 mètres) ; le fort Trois-Châtels (360 mètres) ; la Citadelle (points bas à 340 mètres) ; le col à l'Est d'Aveney entre le Bois Martelin et le Bois le Chanier.

Il n'y a pas, autour de Besançon, de niveau qui s'impose plus complètement à l'esprit (2). Et encore n'avons-nous pas mentionné les nombreuses buttes et les replats qui, autour de 380 mètres, dominent ce niveau tout en se raccordant plus ou moins avec lui. C'est ce niveau que nous appellerons le niveau de la Citadelle.

Son altitude relative, par rapport au Doubs actuel, est à Besançon de 100 mètres ; mais si le Doubs à Besançon coule à l'altitude de 240 m., il s'agit en réalité d'une rivière encore jeune, qui peut difficilement servir de terme de comparaison. Par contre l'Ognon, qui s'exhausse, semble en dessous de son profil d'équilibre. Or l'Ognon, à l'Ouest d'Au-

(1) Il est possible qu'il s'agisse, en réalité de deux niveaux distincts situés à 340 mètres et 360 mètres ; chacun d'eux correspondrait à un niveau distinct du lac bressan (v. *supra*). Nous sommes cependant portés à n'y voir qu'une seule famille de formes ; il est difficile d'établir une distinction quand la différence est si faible,

(2) V. Fig. 44 à 47.



Fig. 48

LA CITADELLE DE BESANÇON, VUE DU SUD.

deux, à 20 kilomètres de Besançon, est à 210 mètres environ (1). Si nous prenons comme terme de comparaison actuel une altitude intermédiaire, le niveau de la Citadelle sera à l'altitude relative de + 120 m. environ.

Nous n'observons ici aucune pente sensible de l'amont vers l'aval ; cela peut s'expliquer fort bien par l'existence d'un cycle assez évolué et la proximité du niveau de base formé par le lac bressan ; la pente, sur un parcours aussi limité que les environs de Besançon, doit être alors pratiquement nulle. C'est-à-dire que la différence des cotes de deux points du thalweg est inférieure aux erreurs permises dans le calcul de ces cotes (2).

Mais ce niveau peut se suivre plus en amont, jusqu'à la limite actuelle des bassins du Rhône et du Rhin. Le col de Valdieu entaille une large terrasse alluviale à 350 mètres. On peut y voir le prolongement vers l'amont du niveau de la Citadelle, avec une pente d'environ 0,11 p. 1.000 (3).

On se demande alors si le niveau de la Citadelle doit être attribué au fleuve Rhin-Doubs ou bien s'il est exclusivement l'œuvre du Doubs déjà décapité.

Le Général de Lamothe accepte la première hypothèse, et pense que le Rhin cessa de s'écouler par le Doubs au moment de l'abaissement de la ligne de rivage + 200, c'est-à-dire au moment où prend fin le lac de 340 mètres.

La maturité du fleuve à ce niveau permettrait sans doute, dans ce cas, d'expliquer la scission entre le Rhin et le Doubs. Le coude du Rhin à Bâle ressemble bien à un coude de capture et, plus un fleuve est mûr, plus il est exposé aux captures (4).

La faible pente depuis le col de Valdieu, très inférieure à 1 p. 1.000 s'accorde mal cependant avec un ancien passage du Rhin ; la pente du Rhin de Bâle à Strasbourg est aujourd'hui supérieure à 1 p. 1.000 ; il faut de plus supposer que le Rhin avait cessé de transporter des cailloutis, sinon sa pente en aurait été nécessairement accrue.

(1) A 8 kilomètres de Besançon, le petit ruisseau de la Lanterne, à Pelouzay, est à 220 mètres, au fond d'une vallée très large qui contraste avec l'étroite vallée du Doubs.

(2) Il faut noter que la Saône voisine n'a qu'une pente de 0,04 p. 1.000.

(3) Mesurée entre cette terrasse et la Citadelle de Besançon.

(4) On devrait, dans ces conditions, pouvoir suivre les anciens niveaux d'érosion du Doubs, et particulièrement celui de la Citadelle, le long du Rhin actuel. Faut-il rappeler, à ce propos, qu'en étudiant en Alsace le cours de la Mossig, H. Baulig a reconnu l'existence, vers 370 mètres, d'un cycle d'érosion « très poussé » qui aurait nivelé les calcaires et qui correspondrait à l'altitude du Stephansberg (371 mètres) ? (*Questions de morphologie vosgienne et rhénane*, **4**, p. 147). On peut se demander si ce cycle ne serait pas précisément en rapport avec le cycle Rhin-Doubs de la Citadelle.

D'où l'idée que le Rhin, au niveau de la Citadelle, ne passait déjà plus par la vallée du Doubs. Le fleuve aurait antérieurement divagué sur un cône de déjection, coulant d'abord vers le Doubs, puis se détournant pour couler ensuite vers le Nord, à la façon dont l'Isère a essayé successivement plusieurs cours dans le Bas-Dauphiné.

Deux faits, en tous cas, semblent certains :

1° C'est au niveau de la Citadelle, au plus tard, que prend fin le passage du Rhin par la vallée du Doubs. L'altitude même de la terrasse du col de Valdieu, à 350 mètres, en est une preuve.

2° Le niveau de la Citadelle, qu'il ait été modelé par le Rhin-Doubs ou par le Doubs, est un niveau d'érosion entaillé au-dessous d'une surface de remblaiement.

Ce niveau a sa place dans un ensemble de formes dont quelques-unes, appartenant aux régions voisines, ont déjà été définies.

Il est naturel de retrouver, de l'autre côté de la Bresse, des altitudes analogues, car le niveau de base bressan dut avoir la même influence à l'Ouest qu'à l'Est.

E. Chaput a reconnu, en effet, dans la Côte d'Or, l'existence d'un niveau + 130 mètres, au-dessus de la Loire qui se dirigeait alors vers la Saône (1), et ce niveau correspondrait à une surface de remblaiement. De même, Ch. Depéret et P. Mazeran ont trouvé dans la Bresse chalonnaise « une terrasse pliocène de 130 mètres qui représente le niveau probable du remblaiement général de la vallée de la Saône à l'époque du pliocène supérieur » (2). Et il suffit de consulter la feuille de Chalon de la carte au 1 : 80.000 pour constater l'extension considérable de ce niveau, particulièrement auprès du canal du Centre (3).

Il s'agit donc d'un niveau très général que l'on retrouve sur tous les bords du fossé bressan et que l'on pourrait suivre, probablement, plus loin encore, jusqu'aux rivages de la Méditerranée où se déversait le lac bressan.

D'après les travaux de E. Chaput, il devrait être rapporté au pliocène supérieur, vraisemblablement au St-Prestien.

On peut se demander si ce niveau de la Citadelle n'est pas celui où se formèrent des méandres du Doubs.

Bien des conditions semblent avoir été favorables à cette formation : pente faible, large surface plane sur laquelle coulait le fleuve ; et ces raisons expliquent sans doute comment le Doubs circule aujourd'hui de

(1) E. Chaput. *Les variations de niveau de la Loire et de ses affluents...*, **33**.

(2) C. Depéret et P. Mazeran. *Sur la Bresse châlonnaise et ses terrasses quaternaires*, **55**.

(3) Il faut noter que ces formes sont définies par leur altitude relative au-dessus du thalweg actuel, et non d'après le lac bressan.

façon bizarre au milieu des hauteurs de 360 mètres sur lesquelles il dut autrefois serpenter.

Elles ne suffisent pourtant pas à expliquer la formation de tous les méandres, car la plupart des roches au milieu desquelles circule le Doubs ont une altitude supérieure à 360 mètres : tel est le cas, par exemple, en aval de Besançon, où le Doubs forme deux boucles étirées parmi les hauteurs de Chaudanne (415 mètres), du Rosemont (455 mètres), de Planoise (470 mètres) sur la rive droite, du Fort de l'Ouest des Buis (487 mètres), du Bois de Pen (405 mètres) sur la rive gauche. Et les méandres furent sans doute autrefois plus marqués, car la forme de la Côte de Planoise indique nettement le pédoncule d'un éperon que le Doubs contournait à l'Ouest.

Les méandres ont commencé à se former, semble-t-il, à un niveau supérieur à celui de la Citadelle, alors que toutes les roches actuelles de la vallée, ou à peu près, étaient ennoyées sous les matériaux meubles ; sur ces terrains tendres, les surfaces d'érosion atteignaient vite la maturité, et permettaient ainsi l'établissement des méandres.

La faible résistance même des terrains explique qu'aucune trace de ces niveaux ne subsiste, hors le dessin de certaines parties du cours.

Le niveau de la Citadelle, au contraire, fut établi en partie parmi les calcaires, et c'est là qu'en demeurent aujourd'hui les seuls témoins. Encore, de ce niveau même, la plupart des formes ont aujourd'hui disparu, et il serait difficile de retracer exactement le cours du Doubs à cette époque, parmi les buttes calcaires qui encombrent la vallée.

Les niveaux inférieurs

Le Doubs s'est ensuite enfoncé pour répondre aux abaissements successifs du niveau de base.

On trouve, le long des plateaux, après le cycle de la Citadelle, trois stades d'approfondissement, dont le dernier correspond aux vallées actuelles.

1° Le premier niveau est à 300 mètres environ. L'altitude relative est donc de + 90 mètres et cela correspond à peu près au lac de même altitude identifié par le général de Lamothe.

C'est à ce niveau, sans doute, que le Doubs a pris à Osselle sa direction vers l'Ouest.

Il existe en effet, à 300 mètres, entre Osselle et Liesle un seuil par où le Doubs passa autrefois, allant rejoindre les vallées du ruisseau de Saumont et de la Loue actuelle. La preuve en est donnée par les cailloux cristallins que l'on rencontre dans la basse vallée de la Loue (1), et

(1) F. Delafond et C. Depéret. *Les terrains tertiaires de la Bresse...*, **50**, p. 228.

qui seraient impossibles à expliquer si le cours de la Loue n'avait pas été autrefois emprunté par le Doubs.

Mais il est vraisemblable que le cours des rivières était assez instable, à travers ces cailloutis faciles à déplacer. Les variations de climat, en faisant varier la quantité des matériaux transportés, pouvaient obstruer le lit du fleuve.

Et c'est ainsi qu'un de ces accidents détourna le cours du Doubs qui s'est séparé de la Loue pour contourner la Forêt de Chaux, dessinant le tracé actuel.

On trouve quelques restes de ce niveau à l'Est de la Forêt de Chailluz (à 300 mètres), peut-être autour de Torpes et de Boussières (à 291 m.), plus en aval ; mais il en subsiste peu de chose, l'évolution suivante ayant à peu près tout rongé.

2° Il y a, au contraire, des témoins extrêmement nombreux d'un cycle d'érosion qui a nivelé les surfaces à 260 mètres au Sud de Besançon.

C'est le dernier grand niveau au-dessus des vallées actuelles, et, comme il s'est conservé, même en terrains meubles, les restes en sont plus étendus que ceux du niveau de la Citadelle.

En réalité, il n'a guère mordu sur les calcaires du bord des plateaux. Il a réussi seulement à niveler les roches du fond de la vallée.

Le cours du Doubs avait encore, à ce niveau, son tracé à l'Ouest de la Côte de Planoise. De Beure, il se dirigeait à l'Ouest, enserrant la Roche d'Or qui formait un promontoire et ne rejoignait que vers Avanne le lit actuel. Cet ancien thalweg a son niveau le plus élevé aux Epoisses (Sud-Ouest de Saint-Ferjeux), à 270 mètres.

Ce tracé est indispensable pour expliquer la forme de la butte de Planoise. Mais, au même niveau, le Doubs dut aussi utiliser le cours direct Besançon-Avannes par Saint-Ferjeux où se trouve une large plaine entre 270 et 275 mètres d'altitude.

La rivière dut hésiter entre ces deux tracés, passant de l'un à l'autre. Nous avons, aujourd'hui encore, des exemples analogues de drainage incertain. E. Fournier montre le cas semblable de quatre affluents de la Vallière, au Sud-Ouest de Lons-le-Saunier : la Sorne, le Ruisseau de Dérobé, le Ruisseau du Roi et la Sonnette. Ces ruisseaux ne formaient en 1658 qu'un affluent, tandis que chacun d'eux va maintenant se jeter directement dans la Vallière (1).

Si le Doubs put ainsi se déplacer, c'est que la vallée entre Chaudanne et Trois-Châtels était déjà creusée par les érosions antérieures. Abandonnée un moment pour le tracé par Saint-Ferjeux, elle fut ensuite reprise. Sans cela, aucun phénomène de capture ne pourrait expliquer pourquoi

(1) E. Fournier, *Sur des phénomènes de capture de cours d'eau datant du* XVIIe, *du* XVIIIe *et du début du* XIXe *siècle, prouvés par des documents cartographiques*, **66**.

le Doubs serait allé creuser sa vallée *en l'allongeant* parmi les calcaires du Vignoble.

C'est à ce niveau que l'on doit rattaeher la Forêt de Chaux, vaste surface de 20 à 25 kilomètres de longueur sur 10 de largeur, entièrement couverte de forêts, dont l'altitude moyenne est approximativement de 260 mètres.

On y a vu le sommet d'une terrasse alluviale qui se placerait entre le dépôt des Sables de Trévoux et celui des sables de Chagny (datés par l'Elephas meridionalis) (1).

Cette surface peut être aussi le résultat d'un cycle plus récent qui aurait nivelé les dépôts antérieurs (2).

Enfin, il faut remarquer que toutes ces altitudes correspondent à celles de l'avant-dernier lac bressan signalé par le Général de Lamothe à 250 mètres d'altitude (3).

3° Nous ne dirons rien des niveaux d'érosion plus récents, qui sont très voisins du fond des vallées actuelles et qui n'ont pas eu le temps de faire sentir leur influence sur les plateaux du Jura (4).

Nous rechercherons, par contre, quelle fut l'évolution des rivières des plateaux, répondant aux niveaux successifs du Doubs que nous venons d'étudier.

II. — *La Loue et le Lison*

La Loue est la rivière des plateaux. Héritière de l'ancien réseau, c'est elle qui, pour une bonne part, les a modelés et, aujourd'hui, de Mouthier à Chenecey, elle les traverse en décrivant deux larges boucles dont les sommets sont marqués par la ville d'Ornans et le confluent du Lison.

Elle est restée fidèle au tracé que dessinait autrefois le fleuve de la pénéplaine. Nous avons vu comment était née la Loue du plateau d'Ornans qui, sur la pénéplaine, décrivait déjà de nombreux méandres.

Vers l'amont, elle remontait loin vers l'Est, contournant les hauteurs de Goux-les-Usiers, suivant la vallée sèche qui se marque aujourd'hui encore à l'Ouest de ces hauteurs.

En aval de Chenecey-Buillon, elle s'engageait dans la chaîne bisontine, et allait ainsi rejoindre la plaine.

(1) Cf. *Carte géologique détaillée*, feuille de Besançon et F. DELAFOND et C. DEPÉRET *Les terrains tertiaires de la Bresse...*, **50**, p. 218.

(2) Telle est l'interprétation de C. DEPÉRET et P. MAZERAN (*Sur la Bresse chalonnaise et ses terrasses quaternaires*, **55**) qui identifient ce cycle avec le cycle + 60 et le placent au quaternaire après le dépôt des sables de Chagny.

(3) *Les anciennes nappes alluviales du bassin de la Haute-Moselle...*, **100**, p. 416.

(4) Tel est le cas de celui qui correspondrait au lac de 218 mètres.

En même temps, le Lison représentait, lui aussi, un ancien drainage dirigé du Sud-Est au Nord-Ouest.

Le premier démantèlement de la pénéplaine sur les plateaux du Nord fut l'œuvre de ces deux rivières. Mais les dislocations plus récentes modifièrent profondément ce réseau.

Le mouvement fut trop brusque pour que la Loue pût y répondre en creusant sa vallée. Toute la partie de la rivière en amont de l'ondulation transversale s'enfonça sous terre. C'est à peine si, entre Mouthier et Ouhans, l'érosion réussit à lutter, gardant le dessin général des sinuosités (1).

En même temps, dans l'Est, un nouveau réseau apparaissait, conforme aux plis des grandes chaînes dont il suivait le pied. C'est ainsi que se formèrent le Drugeon et le Doubs en aval d'Arçon. Et, depuis, la lutte n'a pas cessé entre l'ancien et le nouveau drainage. Le réseau du Doubs supérieur s'appauvrit peu à peu des eaux souterraines qui allèrent rejoindre la Loue (2).

Il est difficile de dire dans quelle mesure ces pertes souterraines fonctionnèrent au cours du pliocène, après le plissement des grandes chaînes.

Les canaux souterrains en amont de la Loue existaient cependant à cette époque, sous une forme embryonnaire tout au moins ; ils s'étaient établis au-dessous du cours ancien de la Loue, et ainsi s'explique que la Loue souterraine suive aujourd'hui encore le tracé de la vallée sèche à l'Est d'Ouhans.

A mesure que ces chenaux s'élargirent, le débit de la Loue augmenta, et l'érosion, sans cesse accrue, put ainsi dégager complètement la vallée en amont de Mouthier (3), et fixer à peu près la source au point actuel.

Mais les glaciers quaternaires bouchèrent ensuite les orifices, et il fallut un long travail de déblaiement avant que les eaux du Doubs pussent s'infiltrer à nouveau dans le sol et se diriger vers la Loue.

Cette infiltration post-glaciaire, une fois commencée, dut s'accroître assez rapidement puisque, dès maintenant, le 1/3 du Doubs en hautes eaux, les 3/4 en basses eaux (4) gagnent ainsi la Loue ; nous y voyons une preuve que cette infiltration a été préparée par les anciens chenaux pliocènes.

La Loue est donc, encore aujourd'hui, sous l'influence des événements qui suivirent le deuxième plissement.

Le Lison a été, lui aussi, décapité par les soulèvements pliocènes. Il semble que la rivière fut tronquée à peu près à la hauteur de Saraz ;

(1) V. Quatrième partie, chap. III.
(2) E. Fournier. *Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue...*, **61**.
(3) V. *infra*, Quatrième partie, chap. III.
(4) E. Fournier. *Recherches spéléologiques...* 1905-07, **60**, p. 11.

toute la partie amont s'est enfoncée sous terre, par tronçons, déterminant les bassins fermés de Nans-sous-Sainte-Anne (aujourd'hui drainé à nouveau (1)), de Dournon, de Villeneuve d'Amont.

En même temps, des ruisseaux s'établissaient conformément à la nouvelle structure. L'histoire du Ruisseau de Saizenay semble bien nous en donner un exemple.

Ce ruisseau, situé à l'Est du Poupet, allait primitivement se jeter sans doute dans la vallée de la Furieuse, avant d'être, comme aujourd'hui un affluent du Lison. Aussi la vallée de Saizenay apparaît-elle manifestement en pente du Nord-Est vers le Sud-Ouest et elle s'ouvre largement sur l'échancrure de Salins. Le ruisseau traverse dans cette vallée, à l'altitude de 530 mètres, quelques marécages au sortir desquels il s'encaisse légèrement en même temps que sa pente s'accentue (2). Toutes les traces subsistent donc d'une ancienne vallée mûre qui a été ensuite rajeunie.

Le bassin de Saizenay est séparé par un seuil des torrents qui descendent en pente rapide au-dessus de Salins. L'altitude de ce seuil, soit 510 mètres au Sud de la Grange de l'Hôpital, marque l'altitude de l'ancien drainage. Et sans doute le piton, à 502 mètres, de la Ferme Toulvent, n'en est-il qu'un témoin (3).

(1) V. *infra*, Quatrième partie, chap. IV.

(2) Un ruisseau affluent accuse une rupture de pente analogue, avec le même encaissement.

(3) V. profil en long du Ruisseau de Saizenay, fig. 49.

LÉGENDE DE LA FIGURE 49

Fig. 49. — PROFIL EN LONG DU RUISSEAU DE CONCHE. Échelle des longueurs, 1/40.000 ; des hauteurs, 1/4.000.

Le ruisseau depuis sa source s'appelle ici successivement le Ruisseau de Saizenay, le Ruisseau de Vauxaillon, le Ruisseau de Conche, chacun de ces noms correspondant à une section du profil.

1° Le Ruisseau de Saizenay (I) s'était établi primitivement dans le Val de Saizenay, en se conformant aux conditions structurales. Il s'écoulait alors dans la région où sont aujourd'hui situés les marécages en amont de la Grange-de-L'Hôpital, franchissait le seuil à 510 mètres qui est en aval de la Grange et passait à la ferme Toulvent (502 m.) pour se diriger vers le S.-O.

2° Il a été capturé, à peu près à la hauteur des marécages par une rivière venue du Nord ; cette rivière (II) coulait à l'altitude du replat que l'on peut suivre le long du cours supérieur du Ruisseau de Vauxaillon, et obéissait sans doute à un niveau de base local situé sur le niveau de Montrond (460 m.).

3° Répondant à l'approfondissement de la Loue, le Ruisseau de Vauxaillon s'est enfoncé sur place, et a tracé le profil (III) en amont du Gour qui aboutirait à un confluent avec le Lison situé autour de 380 m. (niveau de la Citadelle).

4° Le ruisseau de Conche (IV), en aval du Gour, représente le cycle le plus récent, le raccord avec le ruisseau de Vauxaillon se faisant par une cascade. C'est le cycle qui donne sur la basse Loue les replats du cycle de 280 m., le dernier qui ait pénétré jusqu'ici.

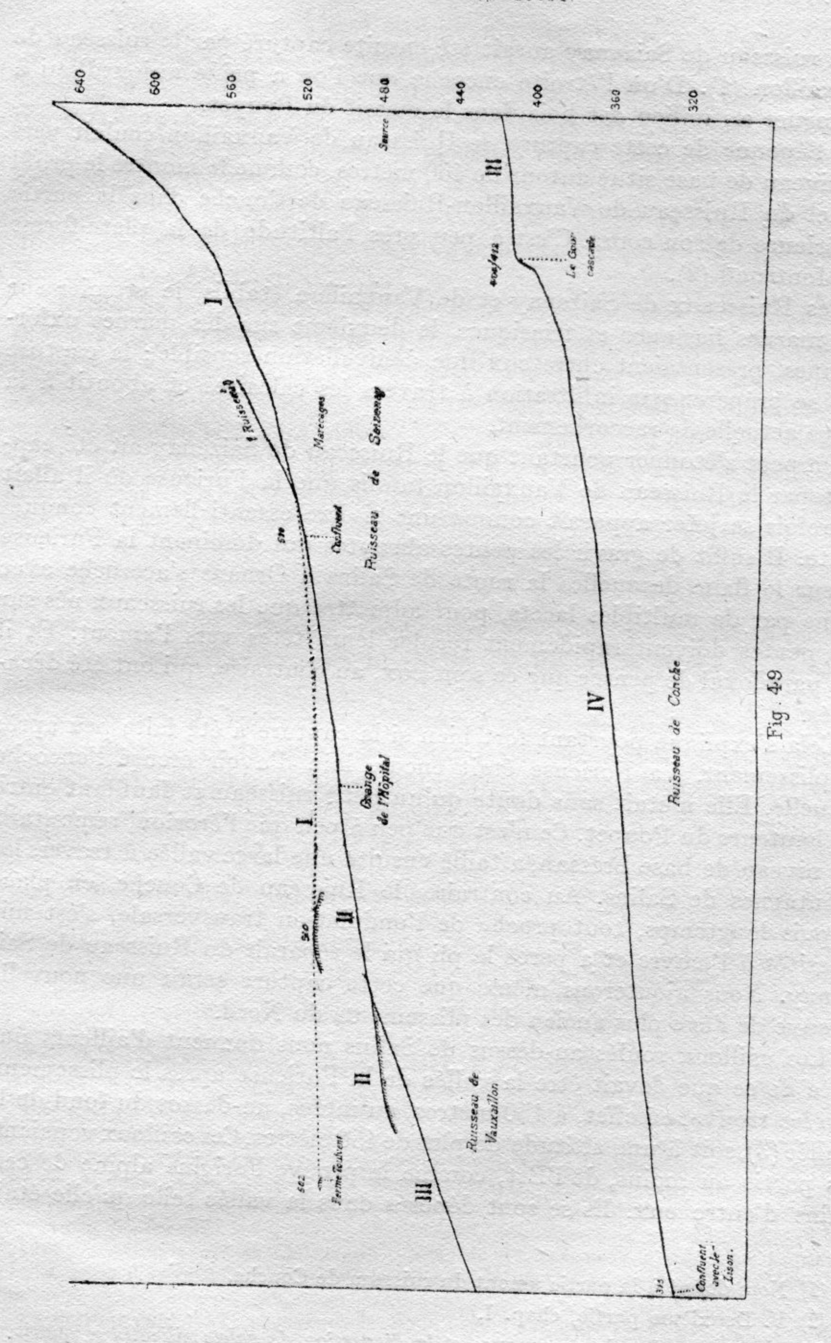

640
600
560
520
480
440
400
360
320
Source
I
Marécages
Confluent
Ruisseau de Seizenay
Grange de l'Hôpital
I
II
II
III
Ruisseau de Vauxaillon
III
Le Gour cascade
IV
Ruisseau de Conche
315
Confluent avec le Lison.

Fig. 49

Le ruisseau de Saizenay aurait été ensuite capturé par le ruisseau de Vauxaillon (1). D'où l'étroite encoche que l'on a peine aujourd'hui à distinguer au milieu des bois dans le massif du Poupet.

A l'époque de cette capture, le Ruisseau de Vauxaillon coulait vers un niveau de base situé autour de 460 mètres, comme le montre le profil actuel du Ruisseau de Vauxaillon-Ruisseau de Conche dans la partie supérieure de son cours. C'est à peu près l'altitude de la plate-forme de Montrond (2).

Les Ruisseaux de Saizenay et de Vauxaillon établis, le premier sur des marnes liasiques et triasiques, le deuxième sur des marnes oxfordiennes, présentaient entre eux une dénivellation sensible ; la capture dut se préparer par infiltration à travers les calcaires et aboutit à la gorge actuelle de raccordement.

On peut s'étonner pourtant que le Ruisseau de Saizenay ait été capturé par le Ruisseau de Vauxaillon tandis que la Furieuse où il allait autrefois se jeter apparaît comme une rivière essentiellement conquérante. Il suffit de gravir les pentes abruptes qui dominent la Furieuse et sur le flanc desquelles la route de Salins à Ornans s'accroche avec peine par de multiples lacets, pour admettre que les ruisseaux nés sur ces pentes doivent rapidement reculer leurs têtes vers l'amont. Et il est paradoxal de penser que ce sont eux, au contraire, qui ont été décapités.

Cela s'explique pourtant fort bien si la capture a été faite peu après le plissement. La Furieuse était encore loin d'avoir creusé l'encoche actuelle. Elle n'était sans doute qu'un petit ruisseau se faufilant entre les hauteurs du Poupet. Ce n'est que peu à peu que l'érosion, remontant du niveau de base bressan, a taillé ensuite une large vallée à travers les montagnes de Salins. Au contraire, le Ruisseau de Conche, en place depuis longtemps, tout proche de l'ondulation transversale, s'est mis aussitôt à l'œuvre et a percé le pli qui le séparait du Ruisseau de Saizenay. Nous ajouterons même que cette capture serait une nouvelle preuve de l'âge plus ancien des plissements du Nord.

Les cailloux roulés au-dessus de Salins nous donnent d'ailleurs une idée de ce que devait être la vallée de la Furieuse après le plissement. On les trouve, en effet, à 150 mètres, au moins, au-dessus du fond de la vallée (3), soit à une altitude de plus de 450 mètres. Ces cailloux venaient, en partie au moins, de l'Est, comme le prouve l'origine alpine de certains d'entre eux. Ils se sont déposés dans la vallée telle qu'elle était

(1) Nom donné à la partie amont du ruisseau de Conche.

(2) V. Deuxième partie, chap. I.

(3) G. Boyer. *Sur la provenance et la dispersion de galets silicatés et quartzeux dans l'intérieur et sur le pourtour des Monts-Jura*, **22**, p. 438.

creusée à cette époque. Cette altitude correspond bien au profil en long de la Furieuse en amont de Moutaine (1). Elle s'accorde aussi avec le profil que l'on obtient en prolongeant la ligne qui joint les marécages du Ruisseau de Saizenay au seuil de Grange de l'Hôpital. Peut-être même ces cailloux, en obstruant la vallée vers l'aval, ont-ils facilité la capture du Ruisseau de Saizenay.

Aujourd'hui les conditions sont changées, et un jour arrivera, sans doute, où la Furieuse, reprenant l'avantage, conquerra de nouveau le Ruisseau de Saizenay.

Fleuves de la pénéplaine, la Loue et le Lison ont donc passé dans leur histoire par les mêmes étapes qu'elle ; les niveaux d'érosion qui avaient démantelé la pénéplaine étaient pour une bonne part ceux de leurs vallées ; les soulèvements et les dislocations de la surface ancienne ont dominé ensuite leur évolution.

Et, depuis les grands plissements, il n'y a guère eu sur la pénéplaine d'autre changement que leur approfondissement progressif.

Les niveaux d'approfondissement

Les principaux niveaux d'approfondissement des plateaux correspondent à ceux de la vallée du Doubs (v. fig. 51 le profil en long de la Loue).

Le plus net, de beaucoup, se rattache au *niveau de la Citadelle*. Il est marqué le long de la vallée de la Loue par des replats dont l'altitude absolue s'éloigne peu de 340 à 360 mètres et dont l'altitude relative va en décroissant de l'aval vers l'amont.

(1) V. profil en long de la Furieuse, fig. 50.

LÉGENDE DE LA FIGURE 50

Fig. 50. — profil en long de la furieuse. Échelle des longueurs, 1/40.000 ; des hauteurs, 1/4.000.

Les parties amont du profil semblent correspondre soit à la pénéplaine, soit au niveau de Montrond. Ce n'est pas qu'elles soient, comme ces surfaces, antérieures au deuxième plissement ; mais, immédiatement après le plissement, ces surfaces pouvaient former des niveaux de base provisoires. En particulier le profil (II) en amont de Moutaine se raccorde bien avec un niveau voisin situé autour de 460 m. (niveau de Montrond).

Plus en aval, le profil (III) traduit le cycle de la Citadelle jusqu'au Foubourg Chantave et il se prolonge à travers la ville de Salins par les replats où s'étagent les maisons.

Le dernier cycle (IV) précédant le cycle actuel est représenté par le profil entre Salins et la cote 295 ; ce profil devait aboutir à un confluent situé autour de 280 m.

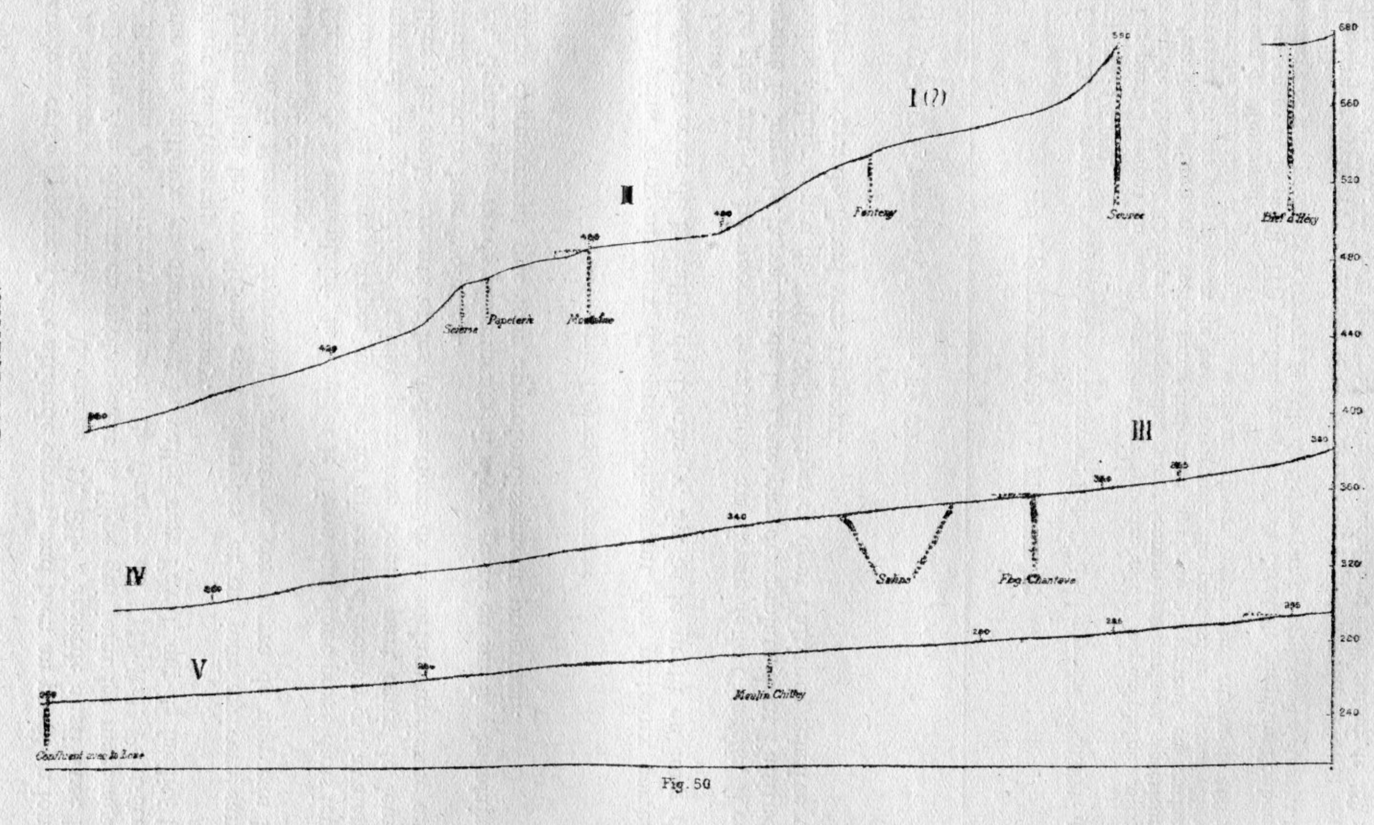

I (?)
II
III
IV
V
Scierie
Papeterie
Source
Moulin Chilley
Confluent avec la Loue
240
280
320
360
400
440
480
520
560

Fig. 50

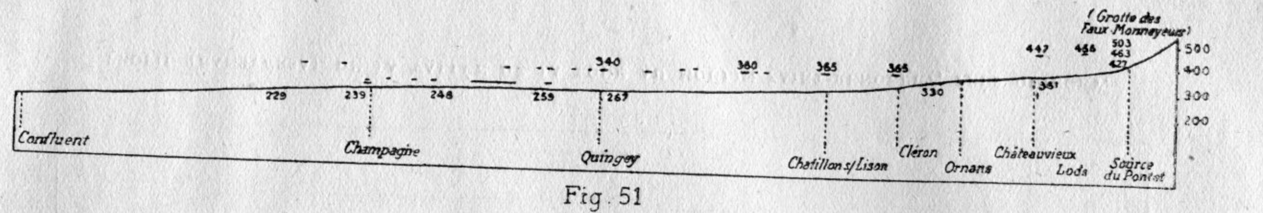


Fig. 51

PROFIL EN LONG DU COURS DE LA LOUE. Échelle des longueurs, 1/600.000 ; des hauteurs, 1/30.000.

Le profil accuse une rupture de pente marquée entre Ornans et Cléron ; elle correspond au point jusqu'où est remonté le cycle actuel de la basse Loue ; le profil amont se raccorde avec les replats situés à l'altitude de 280 m. vers Champagne.

Le cycle de la Citadelle est bien représenté par de nombreux replats que l'on peut suivre jusqu'à Cléron vers l'amont et, peut-être, par la résurgence des Faux Monnayeurs. On remarque, à ce cycle, la rupture de pente en amont de Quingey ; peut-être marque-t-elle le raccord de deux cycles successifs ; il faut noter cependant qu'aucun replat en aval de Quingey ne représenterait dans ce cas le cycle supérieur.

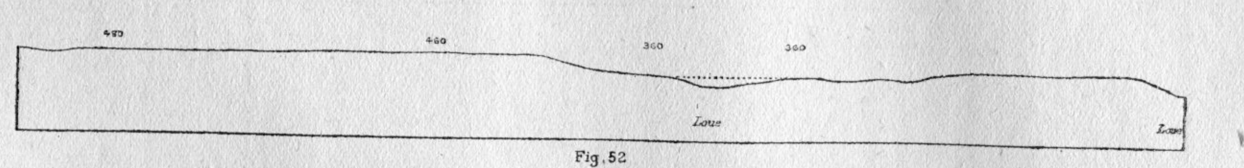


Fig. 52

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA LOUE, A 200 MÈTRES AU NORD DU CONFLUENT DU LISON

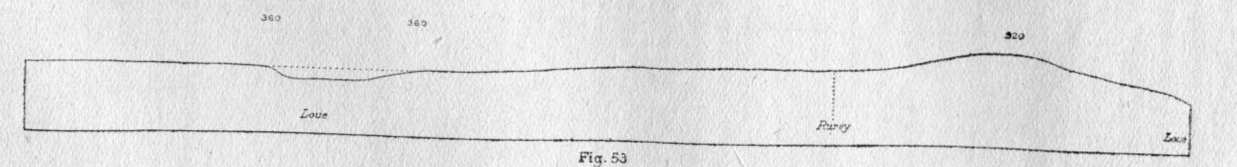


Fig. 53

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA LOUE, EN FACE DE RUREY

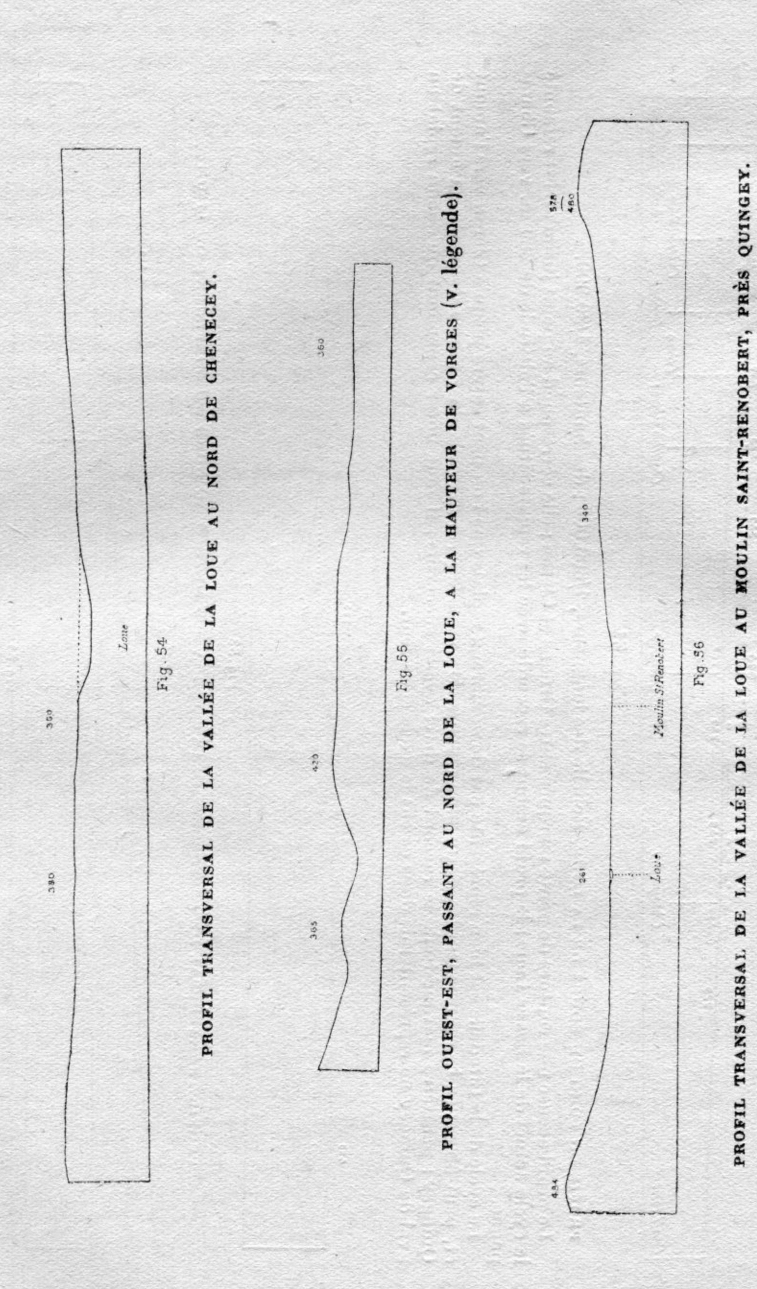


Fig. 54

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA LOUE AU NORD DE CHENECEY.

Fig. 55

PROFIL OUEST-EST, PASSANT AU NORD DE LA LOUE, A LA HAUTEUR DE VORGES (v. légende).

Fig. 56

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA LOUE AU MOULIN SAINT-RENOBERT, PRÈS QUINGEY.

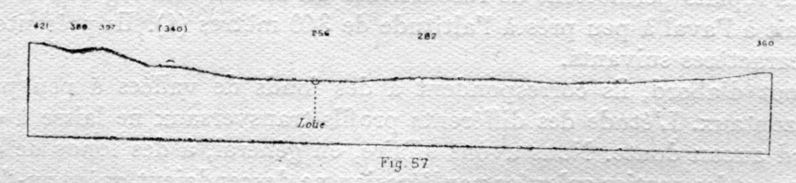


Fig. 57

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA LOUE AU NORD DE MESMAY

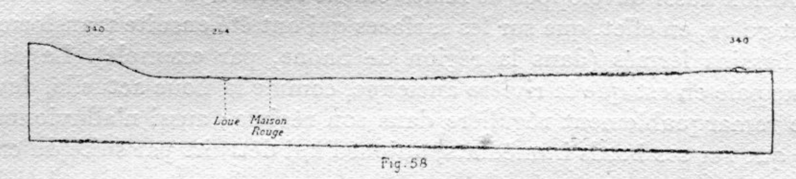


Fig. 58

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA LOUE AU SUD DE BRÈRES

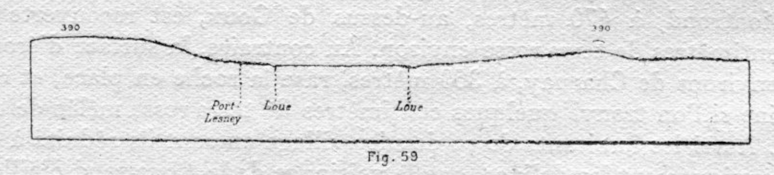


Fig. 59

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA LOUE, A LA HAUTEUR DE PORT-LESNEY

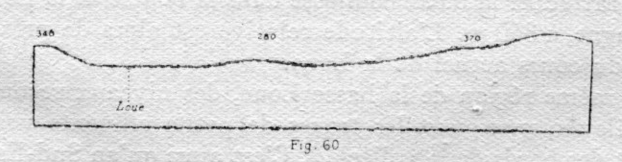


Fig. 60

PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA LOUE AU SUD DE CHAMPAGNE

Fig. 52-60. — Ces profils, classés de l'amont vers l'aval ont été établis d'après les levés au 1/20.000. Échelle, 1/40.000.

La vallée de la Loue est creusée tantôt dans la pénéplaine qui se trouve ici à 520 mètres d'altitude (Fig. 53) tantôt dans la surface de Montrond à 460 mètres (Fig. 52 et 56).

Le cycle de la Citadelle est représenté par de nombreux replats situés à l'altitude de 360 mètres environ en amont du coude de Chenecey (Fig. 52, 53, 54) et à celle de 340 mètres en aval (Fig. 57, 58 et 60). La fig. 55 donne le profil transversal de la vallée sèche qui débouche au coude de Chenecey et qui se raccorde avec le niveau de 360 mètres.

Le niveau de 280 mètres apparaît seulement vers l'aval (Fig. 57 et 60).

Ces replats permettent de reconstituer un ancien thalweg qui se terminait à l'aval à peu près à l'altitude de 340 mètres (1). Ils présentent les caractères suivants.

Tout d'abord, ils correspondent à des fonds de vallées à peu près horizontaux. L'étude des différents profils transversaux ne laisse à cet égard aucun doute. Nous avons affaire, en général, à des fonds de canyons, et les parties enlevées par l'érosion ne descendaient guère au-dessous des surfaces qui subsistent encore aujourd'hui.

On est frappé, d'autre part, de la rareté des alluvions sur une surface d'érosion aussi développée et relativement récente. Celles-ci ne se trouvent guère, en effet, que sur les surfaces qui ont été ensuite transformées en bassins fermés (dans la région de Saône, par exemple). La cause principale en est que la rivière ancienne, comme la Loue actuelle, devait être remarquablement régulière dans son régime ; aussi n'alluvionnait-elle que sur ses bords immédiats, aujourd'hui détruits par suite du creusement.

Enfin, il faut remarquer que la décomposition karstique est peu avancée sur ces replats assez récents. L'opposition est manifeste aux environs de Charnay, sur la rive gauche de la Loue. La surface d'érosion de Montrond, à 470 mètres, au-dessus de Goux, est recouverte par 50 centimètres de terra rossa environ. Au contraire, la surface d'érosion des environs de Charnay, à 360 mètres, rase la roche en place, et c'est à peine si l'on trouve quelques centimètres de terra rossa mêlée de cailloux. Aussi les habitants de ce dernier village en sont-ils réduits à cultiver uniquement les dolines, que le voisinage de la Loue rend d'ailleurs particulièrement nombreuses.

I. — A l'aval, ces replats débutent vers Champagne à 340 mètres, et l'on y doit rattacher la butte comprise dans la boucle de la Loue, au Sud de Champagne, à 340 m. L'altitude relative est alors de près de 100 m. au-dessus du cours actuel de la Loue.

Dans la même région de la basse Loue, des niveaux secondaires, un peu plus élevés, marquent les traces de petits affluents voisins ou le relèvement des bords de la vallée (2). C'est ainsi qu'au Sud-Est de Port-Lesney, entre les Bois de Gouterans et du Mont de Bovigny, se trouve un seuil à 370 mètres. Ce même niveau de 340 mètres forme plusieurs replats à l'Est et à l'Ouest de la Loue, dans la région de Mesmay et de Brères. Il est particulièrement bien développé au Sud-Est de Quingey ; il y forme, en effet, entre la Forêt du Landet et le Bois des Routes, dominant la Loue, une large surface de 700 mètres de largeur, environ,

(1) Cf. Emm. de Martonne. *Principes de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion...*, 118.

(2) V. profils transversaux de la vallée de la Loue, fig. 52 à 60.

sur un kilomètre et demi de longueur ; située entre 340 et 350 mètres d'altitude, cette surface nivelle les marnes oxfordiennes et les calcaires bathoniens.

Par contre, les défilés en amont de Cessey ne laissent apparaître sur leurs bords aucune trace d'ancien niveau. Et il n'est pas sûr que la Loue ait autrefois passé par là, au niveau de 340-360. Les niveaux du val de Quingey seraient, dans ce cas, l'œuvre de la rivière qui a capturé la Loue.

Cependant, il faudrait supposer que la Loue a alors emprunté le seuil à l'Est de Busy, où passe la route actuelle de Lyon à Besançon. Comme le point culminant de ce seuil est à 375 mètres (Ferme du Comice à l'Est de Busy), il semble que ce soit un peu haut et qu'il faille plutôt y voir un col abaissé jusqu'à ce niveau par les affluents contraires du Doubs et de la Loue. L'étude minutieuse du terrain ne laisse pas soupçonner non plus cet ancien passage de la Loue qui, à un niveau aussi récent, aurait dû laisser son empreinte.

Aussi est-il normal de penser que les traces de ce niveau ont simplement disparu dans les défilés en amont de Cessy.

II. — Au coude, en aval de Chenecey, on voit reparaître le niveau de la Citadelle, avec une altitude relative un peu moindre (+ 80 mètres). Il est nettement marqué sur le bord même de la Loue par l'éperon (à l'altitude de 365 mètres) qui, au Sud de Vorges, vient rétrécir la vallée de la Loue et aplatir sa boucle vers le Sud.

Autour de Chenecey, un peu plus en amont, la vallée de la Loue est entourée à l'Ouest et à l'Est de plateaux situés entre 360 mètres et 380 mètres. Sur la rive gauche ce sont ceux sur lesquels estbâti le village de Charnay et que l'on voit si nettement des Granges de Sapin (rive droite). On aperçoit alors le niveau qui, depuis le château de Chenecey (360 mètres), monte lentement vers l'amont, rongé de dépressions qui souvent l'abaissent jusqu'à 340 mètres.

Il en est de même sur la rive droite, à l'Est de Chenecey-Buillon. Ces plateaux, formés de calcaires bathoniens et bajociens, ont été tellement remaniés par l'érosion karstique qu'ils ont perdu toute horizontalité. De nombreux points bas ne sont que des fonds de bassins fermés qui traduisent sans doute l'existence voisine d'un niveau de base karstique, mais qui ne sauraient être rattachés à un niveau d'érosion fluviale. C'est donc seulement en prenant les points hauts que l'on arrive à définir une surface qui s'abaisse de l'Est de la Loue, où elle se tient aux environs de 380 mètres, vers l'Ouest où elle est à 360 mètres. Il s'agit d'ailleurs bien d'une surface d'érosion, comme le montre, sur la rive droite, l'incliaison des couches rocheuses.

Cette surface se reliait sans doute à celle du val de Quingey par une vallée étroite, recreusée aujourd'hui sur toute sa largeur entre Chene-

cey et Cessey. Dans cet étranglement, la pente de la rivière devait être assez rapide. La différence d'altitude aurait été, en effet, de 20 mètres, à cette époque, entre Chenecey-Buillon et Quingey. Cela ferait une pente de 2p. 100, sans tenir compte des méandres que devait former la rivière ; on peut estimer que la pente doit être réduite, dans ces conditions, à la moitié environ, ce qui donne exactement la pente actuelle de 1 p. 100 (275 mètres à Chenecey-Buillon et 267 mètres à Quingey, à 8 kilomètres de là). Cette pente plus forte était due à l'obstacle que présentait la chaîne bisontine.

Plus en amont, les profils transversaux nous montrent le même niveau + 80 bien développé, avec quelques accidents dus à l'influence de la structure. C'est à lui que doit être attribuée la vaste plate-forme de Courcelles, Palantine, Rouhe. Elle s'est creusée aux dépens de l'ancienne surface de Montrond, que représentent encore les hauteurs rauraciennes de Goux ; et elle se prolonge par des vallées aujourd'hui sèches. Telle est la vallée qui longe à l'Ouest la route de Courcelles à Charnay et qui a donné naissance vers l'amont à un bassin fermé. Telle est aussi la vallée de Goux qui débouche à 380 mètres, sur la plate-forme de Palantine et dont le prolongement sur cette plate-forme est jalonné par de nombreuses dolines (entre Palantine et la Grange Battant, au Nord-Ouest). Cette vallée s'est entaillée dans le plateau supérieur en profitant des affleurements séquaniens plus tendres.

Les formes d'érosion sont encore représentées par l'éperon de l'Église du Mont, au Sud de Courcelles, butte-témoin en formation qui appartient à la surface de Montrond, et domine toute la région, et par la butte semblable de Châtillon-sur-Lison, plus au Sud (Fig. 61). Elles montrent comment la plate-forme de Montrond a été disséquée au cours de ce nouveau cycle.

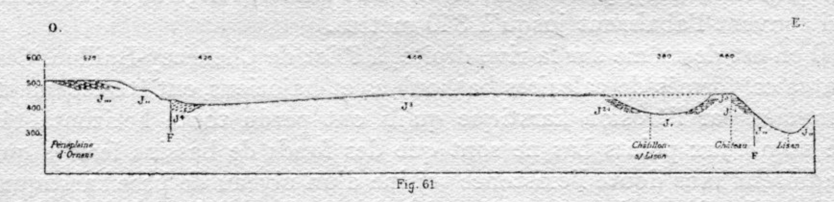


Fig. 61

COUPE OUEST-EST PAR LE CHATEAU DE CHATILLON-SUR-LISON
Echelle des longueurs, 1/60.000 ; des hauteurs, 1/30.000.

On peut suivre ces replats en remontant le Lison ; de 375 mètres au confluent avec la Loue, ils s'élèvent peu à peu, jusqu'à atteindre 400 m. vers Doulaize. C'est le niveau des plates-formes sur lesquelles sont bâties les principaux villages qui bordent le Lison : Lizine et Doulaize sur la rive droite ; Granges de Chatillon sur la rive gauche.

Enfin, on peut encore retrouver ce niveau dans le profil en long du Ruisseau de Conche (1).

Si l'on prolonge, en effet, le deuxième tronçon du profil, celui qui correspond au Ruisseau de Vauxaillon, en aval de la cascade du Gour, on atteint une altitude d'environ 400 mètres au confluent avec le Lison.

III. — Par contre, ce niveau, si bien développé, devient extrêmement difficile à suivre sur la Loue en amont du confluent avec le Lison. La vallée de la Loue, à partir de là, est entaillée dans l'ancienne pénéplaine et très encaissée. Les affluents sont rares : c'est presque uniquement par les apports d'eaux souterraines que la rivière s'accroît ; aucun ruisseau ne contribue donc à modeler les versants et élargir la vallée. Chaque cycle n'a nivelé que des fonds de vallée assez étroits que le cycle suivant déblayait à peu près entièrement. Aussi la raideur des pentes est frappante. Autour de Mouthier les prairies couvertes de cerisiers s'élèvent en pente continue jusqu'au plateau sans qu'aucun replat vienne les accidenter.

Mais, surtout, il nous semble que l'explication doit être donnée par la faible importance de la Loue supérieure aussitôt après le plissement oriental. Le cycle de la Citadelle n'a pas laissé de traces dans cette région parce qu'il n'y avait alors qu'un faible ruisseau, alimenté par des canaux souterrains encore mal dégagés. Ce sont les érosions les plus récentes qui eurent le plus d'eau à leur disposition ; ce sont elles qui ont modelé la vallée, et l'ont élargie au point de faire disparaître les traces des cycles antérieurs.

Nous ne trouvons à signaler quelques replats du cycle de la Citadelle qu'en aval d'Ornans, parce que la Loue y était alimentée par un certain nombre de rivières des plateaux ; tel est l'éperon contenu dans le méandre de Cléron, à 365 mètres.

En amont d'Ornans, d'ailleurs, le profil de l'ancienne Loue devait de plus en plus converger vers le profil actuel. L'éperon qui porte Chateauvieux à 447 mètres (100 mètres au-dessus de la rivière), le replat près du confluent du ruisseau d'Athoze (456 mètres, soit 96 mètres au-dessus de la rivière) sont certainement trop hauts. Mais la grotte des Faux-Monnayeurs, qui marque la deuxième résurgence du Pontet, à 463 mètres, soit 40 mètres au-dessus de la résurgence actuelle, doit sans doute être rapportée au cycle de la Citadelle ; nous sommes d'ailleurs trop près de la source pour que ces niveaux présentent un grand intérêt.

Nous avons donc, en résumé, reconstitué un ancien cours de la Loue à + 80 mètres en moyenne au-dessus de la rivière actuelle. Ce cours devait se trouver à l'altitude de 340 mètres dans le Val de Quingey, à 360-365 mètres entre Chenecey-Buillon et Chatillon-sur-Lison. Le faible

(1) V. Fig. 49.

écart de ces altitudes nous a conduits à n'y voir qu'un seul niveau d'érosion. Peut-être aurions-nous le droit d'aller plus loin et de distinguer l'action de deux cycles que raccorderait la pente plus rapide en aval de Chenecey-Buillon. Nous retrouverions ainsi l'influence des deux lacs bressans identifiés par le Général de Lamothe. Le niveau inférieur correspondrait au lac de 340 mètres, et le niveau supérieur à un lac plus élevé d'une vingtaine de mètres (1). L'étude des niveaux du val de Quingey n'autorise pas à le faire de façon positive, et il nous a paru préférable de ne voir là qu'un seul groupe de formes. Toutes traduisent la pénétration sur les plateaux du niveau de la Citadelle.

Dans l'*évolution ultérieure* de la Loue semblent bien se placer quelques modifications du tracé. Nous avons vu qu'au niveau de 300 mètres le Doubs cesse de passer par le seuil de Fourg. Jusqu'alors, la Loue pouvait se jeter dans le Doubs par le seuil à l'Ouest de Lombard, à 310 m. d'altitude, et quelques lambeaux de surface, à Cessey sur la rive gauche, au Nord de Chouzelot sur la rive droite, à 320 mètres se rapportent sans doute à cet ancien cours.

En même temps que le Doubs s'écoulait par le Nord de la Forêt de Chaux, la Loue vint passer par Rennes et Port Lesney, creusant l'entaille si nette de Granges de Vaivre.

L'établissement de cet étrange tracé est difficile à expliquer.

La capture de la Loue par le ruisseau de Port Lesney est paradoxale, car elle inflige à la Loue un détour considérable vers le Sud ; il faut seulement remarquer que ce ruisseau, qui coule, de Port Lesney à Champagne, sur le sommet d'un petit anticlinal, avait réussi à décaper les calcaires rauraciens, mettant à jour une combe oxfordienne. A partir du moment où les marnes furent atteintes, l'érosion se précipita et elle aurait atteint ainsi un niveau assez bas pour permettre la capture de la Loue.

Le dernier grand niveau d'érosion de la Loue est celui qui a nivelé dans le Val de Quingey les surfaces situées à l'altitude de 280 mètres. C'est là un niveau tout à fait récent ; il n'est guère représenté que par les replats dominant immédiatement la vallée de la Loue (v. le profil passant à 500 mètres au Nord de Mesmay, Fig. 58), par la vallée sèche de Port Lesney ou la vallée actuelle de la Furieuse. Le thalweg de la Loue dans le val de Quingey ne se trouve en effet aujourd'hui qu'à une altitude à peine inférieure (de 265 mètres à 250 mètres entre Quingey et Rennes). Et le raccord de cet ancien thalweg avec le thalweg actuel de la Loue se fait entre Cessey et Chenecey-Buillon. Il n'a donc pas encore eu le temps de remonter bien loin.

(1) La cote 373 n'est donnée par le Général DE LAMOTHE à ce dernier lac que comme un maximum.

Ce niveau de 280 mètres appartient au groupe des niveaux de la Forêt de Chaux. Il date sans doute du moment où ce niveau, encore mal fixé, commençait à s'établir, avec une pente marquée de l'Est vers l'Ouest (1). Depuis lors, les cailloutis ont été largement déblayés jusqu'à une altitude moyenne de 260 mètres ; mais ce déblaiement n'a pu avoir sur les calcaires, infiniment plus durs, de l'Est qu'une influence très limitée.

Aussi le cours actuel de la Loue dans le val de Quingey est-il seul en rapport avec les points bas de la Forêt de Chaux. Il ne s'agit guère ici que d'une érosion linéaire.

Enfin, le cycle actuel des rivières bressannes n'a pas dépassé Port Lesney.

III. — *Les reculées du Vignoble*

Les vallées de la Loue et du Lison ont donc permis à l'influence des niveaux de base bressans de pénétrer très avant dans l'intérieur des plateaux.

Ailleurs cette influence ne s'est guère exercée que sur leurs bords.

Les rivières perpendiculaires au rebord jurassien ont disséqué les hauteurs du Vignoble et les ont résolues en longues séries de buttes. Les unes s'élèvent encore jusqu'à 350 ou 400 mètres et portent sur leurs corniches bajociennes des ruines de châteaux féodaux ; de leurs sommets on découvre sans peine les larges croupes couvertes de moissons et les vallées humides de la Bresse ; telles sont les buttes de Montmorot qui garde l'entrée de Lons-le-Saunier, de l'Etoile et de Montain plus au Nord. Les autres, au contraire, rasées jusqu'au lias, s'arrondissent en collines argileuses, aux sommets indécis, qui se raccordent doucement avec les vallées voisines.

Ces rivières ont réussi à mordre sur les plateaux et à creuser des *reculées* où se blottissent les grosses agglomérations du Vignoble : Lons-le-Saunier, Voiteur, Poligny, Arbois, Salins. D'étroites prairies, quelques champs y sont resserrés dans le fond des vallées marneuses ; au-dessus, des gazons en pente raide, puis de hautes corniches oolithiques forment une muraille à pic, de 100 à 150 mètres, que surmontent souvent des forêts (Fig. 62).

Les reculées du Vignoble lédonien sont sans doute les restes d'un réseau hydrographique éphémère qui s'établit sur le plateau de Lons-le-Saunier après la dislocation, aux dépens du réseau de la Seille ; mais ces rivières disparurent vite en s'enfonçant sous terre. Et tandis qu'à l'Est,

(1) Les points hauts, dans l'Est de la Forêt de Chaux, sont à 275 mètres, et la pente de la forêt est encore de 1,25 p. 1.000 environ.

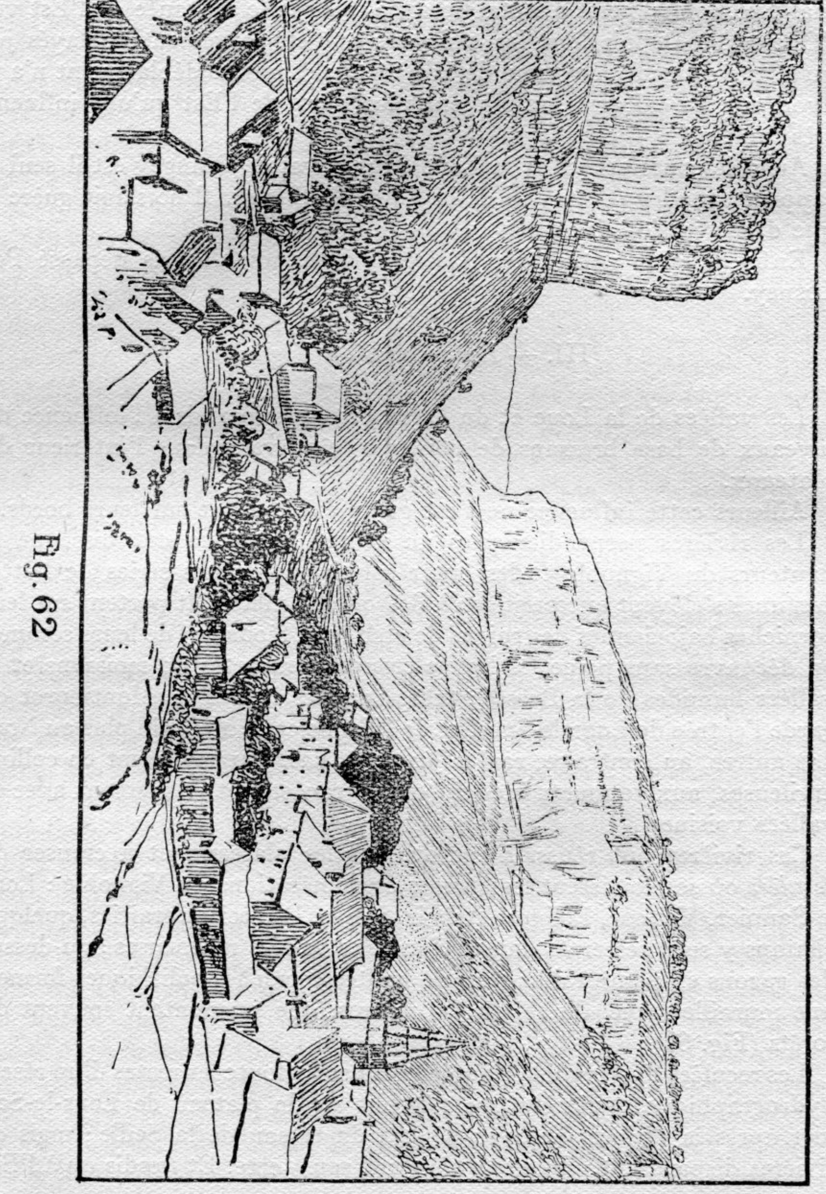


Fig. 62

UNE RECULÉE : LA VALLÉE DE BAUME-LES-MESSIEURS, PRÈS DE LONS-LE-SAUNIER.



Cliché Martelet-Voidey

SALINS.

sur le plateau de Champagnole, la présence de la vallée de l'Ain, la plus grande abondance aussi des précipitations, maintenaient les grandes lignes du réseau subaérien, ce réseau disparaissait complètement sur le plateau de Lons-le-Saunier. Depuis lors, les rivières bressannes décapitées travaillent lentement à reconstituer ce réseau, et les reculées sont l'œuvre de cette érosion puissante.

Les reculées avaient à peine été dessinées lors de l'arrivée des grandes nappes de cailloutis alpins. Et cela explique que, dans la vallée de la Furieuse notamment, on trouve ces cailloutis à 100 ou 150 mètres au-dessus de Salins.

Mais à mesure que les dépôts bressans se déblayaient, que le niveau de base s'abaissait, les ruisseaux du Vignoble se sont peu à peu enfoncés en sciant le calcaire.

Aussi retrouverons-nous, naturellement, dans cette évolution, les traces des grands niveaux qui se sont succédé dans la Bresse après le plissement.

Comme dans la région du Doubs, c'est le niveau correspondant à celui de la Citadelle qui est le plus développé.

De nombreuses buttes, le long du Vignoble lédonien, présentent des surfaces aplanies, voisines de 340 mètres, qui représentent ce niveau.

C'est à lui que se rattachent, en général, les vallées amont des reculées. La Furieuse, en amont du Faubourg Chantave, se trouve à 360 mètres ; sa vallée élargie contraste avec l'étroit couloir où se pressent les maisons de Salins entre le Fort Belin et le Fort Saint-André. Il y a bien là un reste de l'ancien niveau ; on peut le suivre en aval à travers Salins où il supporte les maisons étagées de part et d'autre de la Grande Rue (1).

Le tracé, extrêmement simple, de ces reculées, ne se prête guère à des changements de cours.

Aussi les rivières se bornèrent-elles le plus souvent à s'enfoncer, sans s'adapter à la structure. C'est ainsi que le Ruisseau de Prétin (à l'Ouest de Salins) creusa deux étroites gorges à travers le Bois Perrey et le

(1) V. Fig. 50 et pl. IV.

LÉGENDE DE LA PLANCHE IV

SALINS *(vue prise de l'Est)*

Exemple de reculée. A gauche, l'éperon du Fort Saint-André. La ville de Salins s'étire le long de la Furieuse, découpée à cause de sa longueur en nombreux « faubourgs ». Les bouleversements tectoniques du Poupet font que la reculée est, ici, étranglée entre le Fort Saint-André et le Fort Belin au moment où elle débouche dans la plaine. On voit au pied du Fort Saint-André le replat qui marque le niveau de la Citadelle.

Mont Bégon ; entre ces gorges, il modelait la combe liasique de Prétin qu'il traversait perpendiculairement. Le thalweg dans la gorge aval, celle du Mont Bégon, est à 360 mètres, altitude que l'on retrouve sur plusieurs buttes des environs de Marnoz. Le creux de Prétin, en arrière, est à 380 mètres ; il dépend encore, au point de vue morphologique, du niveau de la Citadelle.

Toutes les rivières, cependant, ne débouchaient pas dans la plaine par le même chemin que maintenant. C'est ainsi que la Vallière devait alors passer au Nord de la Tour de Montmorot (1), par la dépression largement ouverte qu'elle a abandonnée depuis pour l'étroite cluse entre la Tour et l'Ermitage.

Il semble que ce soit à un niveau inférieur que la Furieuse ait été détournée de son cours Pagnoz-Port Lesney. Cet ancien cours est marqué par une large vallée, sur les flancs de laquelle se poursuivent des replats bien marqués, témoins d'anciennes érosions. Elle contraste avec l'étroite gorge, si encaissée, que suit aujourd'hui la Furieuse vers la Chapelle et où l'on ne trouve aucune trace de niveaux antérieurs. Le début de cet ancien tronçon de vallée est marqué à l'Est par un seuil situé entre 325 mètres et 330 mètres, qui en est le point culminant et que la voie ferrée franchit par un tunnel.

Au-dessous, le niveau de la Forêt de Chaux ne semble guère avoir mordu sur les bords du plateau. Il nivelle plus ou moins la longue série d'alluvions caillouteuses qui longent le Vignoble lédonien du Nord au Sud. Mais les petits ruisseaux du Vignoble se sont contentés jusqu'ici d'y ajuster leur thalweg, et il constitue, par conséquent, pour eux, le cycle actuel, dont l'évolution est encore à peine commencée (2).

(1) Sortie Ouest de Lons-le-Saunier.

(2) Cf. Profil en long de la Furieuse, fig. 50.

CHAPITRE II

LE RÉSEAU DE L'AIN

L'évolution de l'Ain est beaucoup plus difficile à étudier que celle du Doubs et de ses affluents.

Les niveaux de base auxquels elle obéit ne sont plus à l'Ouest, dans la Bresse ; ils sont au Sud, et leur influence ne peut se faire sentir qu'à travers les chaînes du Jura méridional. Faute d'une étude précise de la vallée de l'Ain au milieu de ces chaînes, les observations faites dans la région des sources sont bien difficiles à coordonner.

D'autre part, le Doubs et ses affluents ont évolué depuis le plissement de façon régulière, tandis que les vallées dépendant de l'Ain ont subi, au quaternaire, l'invasion des glaciers qui les ont profondément modifiées. Nous devrons donc, dans une étude de ce réseau hydrographique, examiner successivement les événements qui précédèrent la glaciation, cette glaciation elle-même, et enfin l'évolution postérieure.

I. — *Avant la glaciation*

Le réseau de l'Ain subit plus profondément que celui du Doubs moyen l'influence du plissement. Et ainsi s'apparente-t-il au réseau du Jura des chaînes qui reçut du plissement ses directions générales. Cependant, il a encore utilisé sur les plateaux les fragments de l'ancien réseau désarticulé et décapité.

La branche maîtresse se creusa dans les marnes oxfordiennes qui bordaient la chaîne de l'Heute, sur un emplacement qui avait sans doute été occupé autrefois par une vallée subséquente, mais qui avait été ensuite nivelé (1). Les affluents de cette branche maîtresse allèrent ensuite capturer les rivières conformes à l'ancienne structure : Angillon

(1) V. Première partie, chap. VI.

supérieur, Saine, Lemme et repoussèrent leur tête à travers le plateau de Nozeroy. D'où ce réseau si complexe dont les nombreux coudes disent le caractère récent et encore inachevé.

Ce réseau de l'Ain a gardé jusqu'ici son indépendance vis-à-vis du niveau de base bressan, pourtant tout proche. Dans la partie la plus évoluée de son cours, le long de l'Heute, l'Ain se trouve à peu près à 450 mètres d'altitude (Pont du Navoy 471 mètres, Saut de la Saisse 437 mètres). Or, dix kilomètres plus à l'Ouest, de l'autre côté du plateau de Lons-le-Saunier, le fond des reculées n'est pas à plus de 280 mètres. Aussi est-il naturel que, sous le plateau, dans l'intérieur du calcaire, les eaux parfois s'orientent vers la Bresse, plutôt que vers l'Ain (1) ; elles amorcent ainsi une capture qui, pour être retardée, n'en est pas moins fatale. Comme la Loue finira par capturer le Doubs supérieur, les affluents de la Saône conquerront la haute vallée de l'Ain. Et, ainsi, s'établira de nouveau, à travers les plateaux, le drainage Est-Ouest que le plissement avait momentanément brisé. La nouvelle surface d'érosion qui se forme aujourd'hui lentement fera revivre les conditions de l'ancienne pénéplaine.

Si jeune cependant que nous apparaisse ce réseau, il a déjà subi depuis le plissement une évolution assez compliquée.

Les vallées furent à peu près toutes creusées jusqu'à leur niveau actuel par l'érosion qui précéda les glaciations. Et on trouve aujourd'hui des débris glaciaires jusqu'au fond de ces vallées, un peu partout.

La vallée de l'Ain, en aval de Champagnole, ou Combe d'Ain, qui forme une large dépression étranglée en amont et en aval, fut creusée au-dessous de son niveau actuel et a été postérieurement soumise à un remblaiement. Aussi la roche en place n'y apparaît-elle aujourd'hui que par exceptions.

Il en est de même dans le fond des larges vallées affluentes qui coupent le plateau de Champagnole, et dont la formation dépendait de la vallée de l'Ain. La vallée du Drouvenant est caractéristique à cet égard. Celle du Hérisson ne l'est pas moins, avec les moraines qui la compartimentent aujourd'hui. Le val de Sirod fut de même creusé au-dessous de son niveau actuel.

Si l'Ain traverse en certains points de sa vallée la roche en place, cela tient évidemment à ce que son cours, établi par-dessus les alluvions glaciaires, n'a pas toujours pu retrouver l'ancien lit. D'où un certain nombre de gorges de surimposition creusées dans la roche en place. Il suffirait de nettoyer tous les débris glaciaires pour faire reparaître une vallée au moins aussi profonde que la vallée actuelle.

(1) E. Fournier. *Les eaux souterraines*, **73**, p. 143 ; v. *infra*, Quatrième partie, chap. III.

Enfin, plus en amont, dans la région de Nozeroy, l'appel de l'érosion régressive était plus lointain que partout ailleurs, et c'est là, sans doute, que les plateaux furent le moins modifiés par l'érosion postérieure à leur dislocation. Mais si les entailles étaient moins larges, elles étaient profondes et elles tiennent aujourd'hui une grande place au milieu de la surface de Nozeroy qu'elles découpent.

Toute la région que l'on nomme Val de Mièges forme ainsi un ensemble de vallées parcourues par différents ruisseaux et qui, toutes, relèvent des cycles postérieurs à la dislocation.

Et comme ces vallées sont garnies jusqu'au fond de débris glaciaires, nous pourrons en conclure que, là aussi, l'érosion fut l'œuvre des fleuves préglaciaires ou des glaciers eux-mêmes.

Il est bien difficile, en présence de ces deux influences, de définir ce qui est strictement l'œuvre des vallées préglaciaires.

Il semble cependant établi dans les Alpes, au moins, que l'érosion glaciaire est en général bien faible à côté de l'érosion fluviale qui la précède (1). Et, particulièrement dans cette région du Jura central, l'abondance des matériaux glaciaires ne doit pas nous faire illusion. Les glaciers y étaient à fin de course ; c'est à peine s'ils ont pu franchir l'ondulation transversale ou la chaîne de l'Heute ; ils ont fondu en déposant leur charge plus qu'ils n'ont érodé.

Il semble donc que nous devions attribuer aux vallées pliocènes la plupart des vallées actuelles, dans leur modelé aussi bien que dans le tracé de leur réseau.

Il existait cependant quelques légères différences de tracé.

La Serpentine prenait sans doute sa source plus à l'Est. Le Bief des Combes coule aujourd'hui à la limite du calcaire et des alluvions, comme le montre la tranchée de la route de Censeau à Communailles. Il a manifestement été rejeté à cette place par les moraines venues de l'Est. Il devait autrefois constituer, plus à l'Est, le prolongement de la Serpentine en amont de Communailles.

Il est vraisemblable aussi que le Drugeon supérieur s'écoulait vers la Serpentine dont il est également le prolongement direct, et ce sont les dépôts glaciaires qui l'ont ensuite détourné vers le Doubs, en lui imposant le brusque crochet de Bonnevaux (2).

Ce qui est plus important, c'est qu'à Bourg-de-Sirod l'Ain ne s'est pas toujours engagé dans l'étroit défilé de Syam à Champagnole. Une large dépression s'ouvre en effet, de Bourg-de-Sirod vers le Nord et va rejoindre le bassin de Champagnole par la vallée actuelle de la Lon-

(1) Emm. DE MARTONNE, *Quelques données nouvelles sur la jeunesse du relief préglaciaire dans les Alpes*, **123**.

(2) Cf. F. MACHATSCHEK. *Der Schweizer Jura...*, **102**, p. 108.

daine. L'Ain, qui l'utilisait, formait ainsi autrefois une vaste boucle qu'il a recoupée lui-même plus tard, en creusant l'étroite gorge de Syam. Les alluvions glaciaires que l'on trouve au fond de cette gorge prouvent que le changement de cours était un fait accompli, avant la dernière glaciation tout au moins.

Un fait est frappant, c'est que nous ne trouvons ici aucun niveau intermédiaire entre les surfaces qui s'étaient formées avant le soulèvement et les fonds de vallées parcourues par les glaciers. Ceux qui s'offrent aujourd'hui sur les bords de ces vallées nivellent, en effet, les alluvions glaciaires et sont, par conséquent, postérieurs.

C'est à peine si un niveau de + 80 mètres dans la combe d'Ain peut être rapporté à cette époque. Il est établi dans le calcaire au-dessus de la halte de Mirebel, et les poches (anciennes dolines sans doute) sont remplies de cailloux glaciaires. Mais les lambeaux en sont difficiles à distinguer des niveaux post-glaciaires.

A travers les dépôts bressans, assez meubles, des niveaux avaient pu s'établir rapidement et durer assez longtemps pour exercer une influence sur toute la région ; au contraire, dans les chaînes du Jura, l'Ain n'a jamais, depuis le plissement, atteint son profil d'équilibre. Le creusement fut donc presque ininterrompu, profitant çà et là des conditions favorables locales ; il n'a jamais permis la création de larges fonds de vallées aux pentes régulières. Et les replats qui purent se développer n'eurent jamais qu'une valeur locale.

D'autre part, les glaciers, en élargissant les vallées, ont pu faire disparaître les replats antérieurs, ou bien ils les ont masqués sous les argiles et les cailloutis (1).

Aussi tout se passe-t-il aujourd'hui comme si nous avions eu affaire seulement à un lent approfondissement des vallées de l'Ain et de ses affluents pendant tout le pliocène supérieur.

Mais le creusement n'avait sans doute pas atteint le stade actuel avant l'arrivée des premiers glaciers et il ne s'acheva qu'au cours des périodes interglaciaires.

II. — *Les phénomènes glaciaires*

Les paysages glaciaires abondent sur tous les plateaux du Sud. En réalité, ils ne doivent pas nous faire illusion sur l'importance que les glaciations y ont présentée ; il n'y a là que les derniers débris de glaciers qui réussirent à peine à atteindre le plateau d'Ornans.

(1) V. plus loin un exemple à propos de l'évolution post-glaciaire.

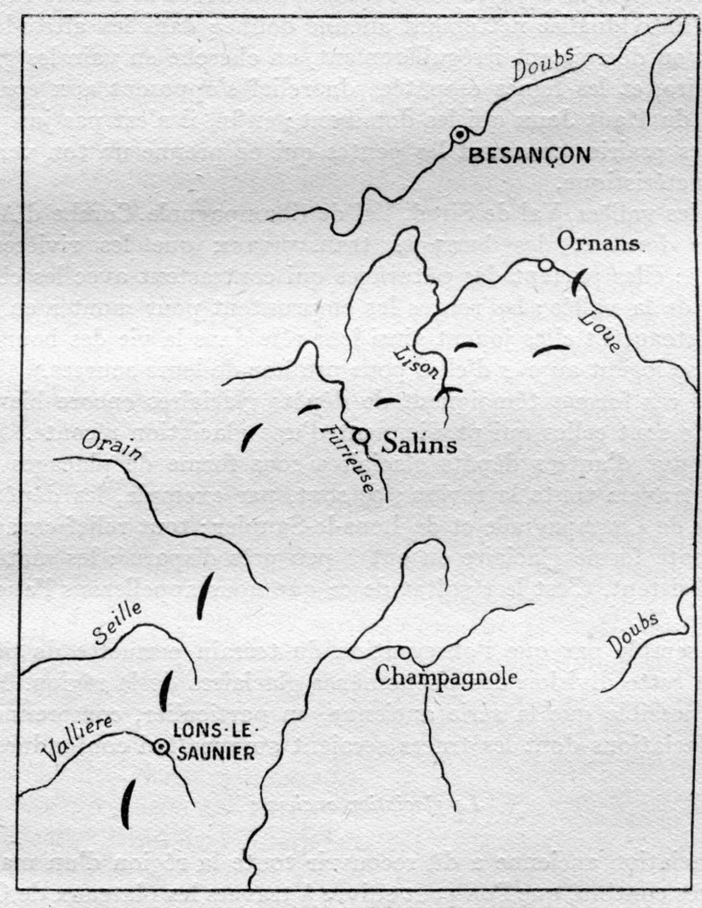


Fig. 63

LIMITE NORD-OUEST DES DÉPOTS GLACIAIRES DANS LA RÉGION DES PLATEAUX, d'après A. DELEBECQUE et M. PIROUTET.

Échelle, 1/800.000 environ.

Aussi les phénomènes glaciaires sont-ils à peu près localisés sur les plateaux du bassin supérieur de l'Ain.

Les plateaux de l'Est de Nozeroy sont formés de longues croupes aux pentes douces, à la topographie confuse ; la surface se bossue sans que jamais s'individualise nettement aucune doline ; dans les altitudes qui s'élèvent ou décroissent irrégulièrement, on cherche en vain les gradins du calcaire, et les lignes empâtées du relief s'opposent aux corniches brutales du Haut Joux qui les dominent ; enfin, il n'est pas jusqu'à la teinte des prairies couvrant les pentes qui ne prenne un ton vert sale très caractéristique.

Dans les vallées, Val de Sirod, Val de Champagnole, Combe d'Ain, les moraines forment des barrages transversaux que les rivières ont sciées (1) ; elles portent des pâturages qui contrastent avec les champs du fond de la vallée ; les routes les empruntent pour monter en lacets sur le plateau. Et elles jouent ainsi leur rôle dans la vie des bourgs qui souvent se logent auprès d'elles pour profiter de leurs sources.

Toutes ces formes témoignent de dépôts glaciaires encore bien conservés. Ce sont celles qui proviennent d'une glaciation récente.

On trouve d'autres dépôts glaciaires sous forme de placages disséminés à travers toute la région ; ce sont, par exemple, les dépôts des plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier ; tout relief caractéristique, toute forme glaciaire en ont à peu près disparu : les matériaux seuls subsistent. C'est le résultat de ce que nous appellerons l'ancienne glaciation (2).

Il ne semble pas que l'observation du terrain permette de pousser plus loin cette division des phénomènes glaciaires de la région. Mais il est fort possible que la série ancienne, en particulier, comprenne plusieurs glaciations dont les traces seraient aujourd'hui confondues.

La glaciation ancienne

La glaciation ancienne a dû recouvrir toute la région d'un manteau à peu près continu, que l'on peut suivre à travers les plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier (Fig. 63).

C'est à elle que l'on doit les placages glaciaires sur le plateau au Sud de Champagnole. On y trouve, en particulier, aux environs de Loulle, des dépôts qui montent jusqu'à plus de 750 mètres.

Le glacier occupait évidemment aussi toute la vallée de l'Ain, particulièrement ce que l'on appelle la Combe d'Ain, où les dépôts de fond

(1) L'existence du lac de Chalain, sur le bord de la combe d'Ain, est due à un de ces barrages. (Cf. E. Bourgeat. *Compte rendu de l'excursion géologique*, **14**, p. 515.

(2) Cf. A. Delebecque. *Terrains glaciaires des feuilles de Besançon, Pontarlier et Lons-le-Saunier*, **53**, p. 75.

sont parfois masqués aujourd'hui par les alluvions plus récentes. A Villars on trouve ces débris morainiques à 60 mètres au-dessus de l'Ain (1). Et, dans cette combe d'Ain, plusieurs verrous se distinguent encore : Mont Lyon, Motte de Gourdaine au Nord de Blye, hauteurs de Pont-de-Poitte, Clairvaux à travers lesquels l'Ain a, depuis, scié sa vallée.

Mais ce glacier débordait largement sur les régions voisines. C'est ainsi que de nombreux dépôts glaciaires se trouvent sur le plateau de Lons-le-Saunier. Ils ont été remaniés depuis (2), mais leur origine glaciaire est indiscutable. A Verges, A. Delebecque (3) a trouvé des cailloux striés, et il a observé tout près de là, dans la roche en place, des stries dirigées d'Est en Ouest. De même, plus au Nord, on observe à La Châtelaine la présence d'un bloc erratique (4).

Ces dépôts glaciaires proviennent des glaciers de l'Ain. On s'est demandé pourtant s'ils ne pouvaient pas s'être formés sur les hauteurs de l'Heute. L'hypothèse avait d'abord été rejetée par A. Delebecque en 1902 (5) ; mais le même auteur, en 1908 (6), revient sur cette première opinion, et il admet que des glaciers venus de l'Heute ont pu se mêler aux glaciers orientaux. Cela est peu vraisemblable. Les hauteurs de l'Heute sont assez peu élevées : au maximum 800 mètres, et il faut noter que dans les Basses Vosges, malgré une latitude plus élevée, et de plus hautes altitudes, il n'y a pas eu de glaciation, en dehors de quelques névés exceptionnels ; de plus, on n'observe nulle part sur la chaîne de l'Heute les formes correspondant aux cirques glaciaires ; du côté du plateau de Lons-le-Saunier, tout particulièrement, la chaîne forme une croupe régulière en pente douce, et on ne conçoit pas comment des glaciers auraient pu respecter ces formes (7).

Enfin, l'hypothèse pourrait être envisagée si elle restait la seule explication possible. Mais il est certain que les glaciers de l'Ain ont débordé sur le plateau de Lons-le-Saunier.

La seule comparaison des altitudes, à droite et à gauche de la Combe d'Ain, suffirait à le prouver. Les points bas de la chaîne de l'Heute sont à 520 mètres (entre Châtillon et Verges), tandis que le plateau de Cham-

(1) A. Delebecque. *Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents*, **51**.

(2) V. *infra*, Quatrième partie, chap. IV.

(3) *Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents*, **51**, p. 6.

(4) M. Piroutet, **140**, p. 43.

(5) *Loc. cit*, **51**, p. 6.

(6) *Terrains glaciaires des feuilles de Besançon, Pontarlier et Lons-le-Saunier*, **53**, p. 72.

(7) Cf. Emm. de Martonne. *Traité de Géographie physique*, **117**, chap. XIII ; W.-H. Hobbs. *Les glaciers de montagnes*, **90**.

pagnole, 6 ou 7 kilomètres plus à l'Est, présente des placages glaciaires situés à plus de 650 mètres. Les glaciers qui s'élevaient à cette altitude débordaient nécessairement par les cols de l'Heute. Et les larges échancrures de ces cols permettent fort bien de l'admettre.

On trouve encore des alluvions glaciaires dans le Vignoble, à l'Ouest du plateau de Lons-le-Saunier ; elles se présentent en face des reculées (1) ; elles ont été déposées là par les langues glaciaires que détachait le glacier du plateau, à la façon des glaciers d'icefjeld.

Par contre, on n'observe pas de moraines au fond des reculées elles-mêmes. A. Delebecque (2) suppose que le glacier érodait dans la descente du Vignoble et qu'il ne déposait de matériaux qu'une fois arrivé dans la plaine.

L'explication ne serait pas suffisante, à elle seule ; le glacier dut, en effet, déposer des matériaux même sur les pentes d'érosion ; mais les cours d'eau reprirent ces moraines assez peu épaisses et les entraînèrent ou les remanièrent. Seules subsistèrent les masses morainiques puissantes disposées en face des reculées.

Tels sont les débris qui permettent de reconstituer cette ancienne glaciation sur les plateaux de l'Ouest (3). Il est certain que les plateaux orientaux ont été, eux aussi, recouverts à cette époque par les glaces, bien que les dépôts s'en cachent aujourd'hui sous les dépôts plus récents.

Il est naturel, d'autre part, d'attribuer à cette glaciation, qui fut la plus étendue, les lambeaux glaciaires les plus lointains vers le Nord-Ouest.

C'est ainsi que l'on observe des alluvions glaciaires dans la vallée de la Loue. Le village de Mouthier est bâti sur un pareil lambeau, et le talus descendant sur le moulin en offre une coupe assez nette. Plus en aval encore, on trouve des dépôts entre Lods et Ornans (4).

De même, la vallée du Lison présente toute une série de dépôts glaciaires plus ou moins remaniés (cirque de Nans-sous-Sainte-Anne, confluent du Bief de Foure avec le Lison, coude du Lison au Sud de Doulaize) et l'on y rencontre même des cailloux striés (5).

(1) A. DELEBECQUE. *Terrains glaciaires des feuilles de Besançon, Pontarlier et Lons-le-Saunier*, **53**, p. 72.

(2) *Ibid.*

(3) Par contre, l'origine du bloc erratique trouvé par VEZIAN au Poupet, et attribué par lui au glaciaire est très discutable, **158**, p. 510 ; cf. E. BRUCKNER, **27**, II, p. 488 et F. MACHATSCHEK, **102**, p. 79.

Nous écartons de même l'hypothèse de glaciers venus du Lomont sur les plateaux par la vallée du Doubs ; elle n'a été formulée par G. BOYER (*Sur la provenance des galets silicatés*, **21**, p. 447) que pour expliquer l'origine de cailloux cristallins sur les plateaux de l'Ouest.

(4) A. DELEBECQUE. *Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées du Doubs et de ses principaux affluents*, **52**, p. 65.

(5) *Ibid.* Cf. M. PIROUTET. *Les différentes phases glaciaires dans le Jura Salinois*, **132**.

Les glaciers de la Loue et du Lison étaient sans doute de minces langues provenant des glaciers plus importants situés à l'Est et qui ont recouvert toute la région.

Nous ne pouvons guère préciser l'origine de ces glaciers.

La plus grande partie d'entre eux s'étaient formés sur les monts du Jura, comme le montrent les cailloux calcaires dont sont presque uniquement formés leurs matériaux de transport.

Cependant à ces débris calcaires se joignent quelques cailloux alpins qui prouvent que les glaciers alpins venaient, dans les hautes chaînes, se confondre avec les glaciers jurassiens. P. Girardin et F. Nussbaum (1), par exemple, discernent à l'Ouest de la ligne Frasne-Dompierre des quartzites à patine roussâtre, de provenance alpine, qui sont recouverts à l'Est par des matériaux jurassiens.

Toute cette masse glaciaire devait arriver par les différentes cluses du Haut-Joux, de Saint-Laurent à Pontarlier. En l'absence de formes nettement conservées, de moraines frontales par exemple, il est impossible de retracer la route de ces anciens glaciers. On peut cependant admettre qu'ils devaient recouvrir tout le front des plateaux.

En effet, les langues glaciaires de la Loue et du Lison supposent des glaciers arrivant par le plateau de Levier et débouchant, par conséquent, de la cluse de Pontarlier (2). On ne comprendrait pas que des glaciers venus par la trouée de Saint-Laurent et remontant la vallée de l'Angillon se soient écoulés par la vallée du Lison plutôt que par celle de la Furieuse où ne se rencontre aucun dépôt glaciaire.

Mais, d'autre part, les alluvions glaciaires du plateau du Franois indiquent que tout le pied des Hautes Chaînes était recouvert par les glaces.

Enfin, à ces glaciers qui arrivaient du Jura oriental devaient s'ajouter les petits glaciers locaux du Mont Risoux.

Sur tous ces plateaux l'action des anciennes glaciations est bien difficile à séparer de celle des glaciations récentes qui en ont recouvert les traces.

La glaciation récente

Contrastant, en effet, avec les dépôts plus ou moins remaniés de l'Ouest, se dressent au pied du Haut-Joux et dans les vallées de nombreuses buttes qui correspondent aux moraines de fond ou aux moraines frontales de glaciers plus récents.

(1) P. Girardin et F. Nussbaum. *Sur les formations glaciaires de la Chaux d'Arlier*, 78.

(2) Ce serait, en particulier, la route suivie par les glaciers alpins. Cf. Emile Benoit. *Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central par Pontarlier*, 5, p. 61.

Grâce à elles nous pouvons ici, dans une certaine mesure, reconstituer la marche des glaciers. On peut distinguer un glacier du Sud et un glacier du Nord.

Celui du Sud (1) descendait des chaînes par les vallées de la Saine et de la Lemme. C'est lui qui a déposé le glaciaire des Planches, de la Chaux de Crotenay et de la Billaude. Son cours était assez encaissé, mais il semble avoir été puissamment alimenté.

Ce glacier, en débouchant à Syam, se divisait probablement en deux branches dont l'une, la plus petite, suivait le cours actuel de l'Ain vers l'aval et dont l'autre remontait l'Ain vers l'amont jusqu'à Bourg-de-Sirod (2). Cette deuxième branche devait être la plus importante, si l'on en juge par la largeur de la dépression qu'elle occupait. Elle déposa les moraines du Val de Sirod qui barrent toute la vallée comme on le voit de l'éperon qui domine Conte. La plus nette d'entre elles porte aujourd'hui la route de Gillois. (Pl. II A.)

Plus au Nord, le glacier de Pontarlier, peut-être alimenté par des glaciers affluents à travers les cols du Haut-Joux, se répandait sur le plateau. Et les moraines de retrait en marquent bien aujourd'hui la direction générale.

A la sortie de Pontarlier, c'est le paysage morainique de la Chaux d'Arlier, bien décrit par P. Girardin et F. Nussbaum (3). Il y a là une dépression terminale typique due aux glaciers qui débouchaient des cluses de Pontarlier et du haut Drugeon.

A l'Ouest de cette dépression, les moraines se succèdent dans la direction du Sud-Ouest vers la vallée de l'Ain, marquant les arrêts successifs des glaciers. L'étang de La Rivière, l'étang de Frasne indiquent le fond des dépressions terminales correspondantes (4).

Aux abords de la vallée de la Serpentine les moraines, plus attaquées par l'érosion, sont plus difficiles à reconstituer. Et, d'autre part, la forme classique du vallum ne se retrouve pas toujours sur les plateaux (5). Il semble bien cependant que les différentes buttes morainiques à la hauteur de Longcochon, Billecul, Bief-des-Maisons s'alignent en rides grossièrement transversales. Et entre Arsure et Bief-des-Maisons la moraine

(1) Cf. E. Bourgeat. *L'Ain, Le Doubs*, **14**.

(2) A. Delebecque. *Terrains glaciaires des feuilles de Besançon, Pontarlier et Lons-le-Saunier*, **53**, p. 72.

(3) P. Girardin et F. Nussbaum. *Sur les formations glaciaires de la Chaux d'Arlier*, **78**.

(4) A. Delebecque. *Contribution à l'étude des terrains glaciaires*, **53**.

(5) Cf. A. Cholley. *Les débouchés de la vallée d'Annecy*..., **38**. « Le schéma classique du vallum morainique ne correspond pas à la réalité dans beaucoup de cas... Il semble être en rapport avec une glaciation confinée aux vallées et en épousant les formes. » (p. 209).

présente une forme nettement dissymétrique avec son versant raide au Nord. Tout cela indique une poussée glaciaire venant du Nord, c'est-à-dire de la région de Pontarlier.

Outre ces moraines frontales, les plateaux se couvrirent de moraines de fond et de blocs erratiques (tels ceux que l'on rencontre sur la route de Nozeroy à La Latette).

Après avoir traversé les plateaux, les glaciers du Nord s'écoulaient par la vallée de la Serpentine vers le Val de Sirod.

Les glaciers du Nord et du Sud devaient ainsi se rejoindre aux environs de Bourg-de-Sirod. Ils ne pouvaient alors manquer de s'écouler vers Sapois et Equevillon, comme s'accordent à le reconnaître A. Delebecque et E. Bourgeat. Ils enserraient ensuite le Mont Rivel, et la masse glaciaire, se divisant, allait rejoindre par la vallée de la Londaine, d'une part, par Vannoz, d'autre part, la dépression de Champagnole.

C'était là, sans doute, qu'ils s'arrêtaient, car la moraine de Champagnole forme le plus avancé de tous ces vallums. Sciée par le cours de l'Ain, elle offre encore de puissantes assises qui s'appuient au plateau de Valempoulières. C'est à elles qu'appartient le plateau si caractéristique d'Ardon, haute surface bossuée, faite de landes et de tourbières.

Ce sont encore elles qui forment le paysage morainique de Crotenay ; depuis Pont-du-Navoy on aperçoit ces buttes si faciles à reconnaître pour tous ceux qui ont parcouru les vallées du Jura méridional ; les pâturages y sont plus gris qu'ailleurs ; les arbres manquent ou se réduisent à quelques arbustes isolés ; les tranchées des routes prennent dans les versants bombés des formes de sections coniques et leur aspect blanchâtre uniforme contraste avec les blessures jaunes et grises du calcaire.

Ces moraines de Crotenay font partie d'un vallum qui se poursuit sur la rive gauche de l'Ain au Sud du Montsogeon.

En aval, un complexe fluvio-glaciaire que l'on peut suivre jusqu'à Montigny (1) se raccorde très nettement avec ce vallum. Il amorce une terrasse qui se continue très loin vers le Sud, à l'altitude relative d'environ + 50 mètres. Cette terrasse se trouve un peu au-dessous de 500 mètres au voisinage de la halte de Châtillon. C'est elle qui porte les villages de Mesnois, Vertamboz, le haut du village de Charésier. Et enfin c'est elle qui ferme, plus au Sud encore, la vaste surface, parfaitement plane, à l'Est de Patornay (475 mètres).

Au moment où la moraine de l'Ain s'établissait dans la dépression de Champagnole, d'autres moraines marquaient la fin des langues glaciaires dans les vallées affluentes. Dans la vallée du Hérisson, c'est la

(1) A. Delebecque. *Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents*, **51**, p. 3.

moraine qui barre le lac Dessous ; en arrière, la moraine de Chambly (1) est due à un stade de retrait du même glacier. La vallée du Drouvenant est obstruée par les dépôts sur lesquels est bâti Clairvaux et qui retiennent les eaux du lac. Plus au Sud, la moraine qui domine Meussia dessine un vallum dont la concavité est tournée vers un col situé plus à l'Est.

Les lacs d'origine glaciaire

Au cours des variations de ces glaciers, et pendant la période de retrait, des lacs durent s'établir en arrière des moraines précédemment déposées.

C'est ainsi qu'il se forma sans doute plusieurs lacs temporaires dans le bassin supérieur de l'Ain, autour de Nozeroy. Nous pouvons affirmer l'existence de l'un d'entre eux, entre Doye et La Favière. On trouve, en effet, au Sud du débouché du Bief du Vernois, au Nord-Ouest de la Favière, une carrière dans laquelle on a puisé du gravier pour la construction de la voie du tramway ; cette carrière, entaillée dans un éperon, montre une stratification deltaïque très nette ; les cailloux y semblent plus décomposés que ceux des moraines, et plusieurs d'entre eux se fendent assez facilement ; enfin, aux cailloux sont mêlés de petits bancs de sable qui, parfois, commencent à se transformer en grès. Un lac temporaire dut autrefois occuper la vallée.

Cela paraît d'autant plus probable que ce delta se raccorde à 750 m. d'altitude environ avec un vaste niveau très développé dans toute la région de Nozeroy, et dont les cotes ne décroissent guère vers l'aval. C'est sur ce niveau qu'est bâti le village de Mièges dont le nom est resté au Val de Mièges. Aussi appellerons-nous ce niveau le niveau de Mièges pour l'opposer, dans cette région, aux niveaux supérieurs de Nozeroy et de Cuvier. On le retrouve à peu près tout le long des vallées de la Serpentine et du ruisseau du Gouffre jusqu'à Conte. Et son profil se reconnaît aisément entre la vallée actuelle et le niveau de Nozeroy (Carte morphologique des environs de Nozeroy, Fig. 21).

Un certain nombre de vallées affluentes aboutissaient à ce niveau de base, et leurs thalwegs vont en s'élevant vers l'amont. C'est le cas du ruisseau de Longcochon, ou de la vallée, aujourd'hui sèche, de Rix-Trébief.

Le lac de Mièges était donc dû à un barrage qui s'adossait à la Côte Poire ; il se peut que le barrage ait été formé par les glaciers du Sud eux-mêmes, s'écoulant par Bourg-de-Sirod en un temps où les glaciers de la Serpentine étaient déjà en retrait, mais il était bien plus probablement dû aux moraines déposées par ces glaciers du Sud dans le Val de Sirod.

(1) Non marquée sur la carte géologique au 1/80.000.

On observe également près de La Billaude une terrasse lacustre, témoin d'un lac qui dut autrefois se former dans la dépression de Syam (1). Sans doute s'agit-il d'un moment où, les glaciers Saine-Lemme n'allant plus jusqu'à Bourg-de-Sirod, l'écoulement normal des eaux glaciaires était obstrué de ce côté par les moraines qu'avaient accumulées à la fois les glaciers du Sud et ceux du Nord. Le lac se serait ensuite vidé par la cluse de Syam, amorçant le cours définitif de l'Ain.

Enfin A. Delebecque (2) remarque qu'un lac dut exister dans la Combe d'Ain, en aval de Champagnole. Ce lac serait prouvé par les terrasses lacustres qui suivent les moraines secondaires et qui, toutes, se trouvent à l'altitude de 520 mètres. Cette altitude, sensiblement constante sur une quinzaine de kilomètres, contraste avec la pente actuelle de l'Ain sur ce parcours (2,54 p. 1.000) (3).

A. Delebecque attribue ce lac aux barrages morainiques établis autour de Soiria et Barézia. De toute évidence, il s'agit de moraines apportées par les glaciers qui traversaient la cluse de Saint-Claude et débouchaient aux environs de Moirans ; ces glaciers, qui venaient des régions les plus élevées du Jura, ont pu être, en effet, assez puissants pour déposer là des matériaux considérables. Et les eaux de la Combe d'Ain auraient été retenues quelque temps en arrière de ce barrage.

Peut-être ce lac s'est-il, comme le suppose A. Delebecque, déversé vers l'Ouest, le col de l'Heute, entre Châtillon et Verges, présentant sensiblement la même altitude que les terrasses lacustres, ou même une altitude légèrement inférieure. Il aurait alors utilisé un col de diffluence de l'ancienne glaciation et, au delà, le thalweg de l'ancienne gouttière du plateau lédonien. Mais il ne reste aucune trace de ce passage qui demeure une hypothèse.

D'ailleurs, il ne semble pas que ce lac ait été de longue durée, et, très vite, la rivière dut se frayer une voie à travers les cailloux de l'aval, retrouvant l'ancien cours de l'Ain. C'est alors que s'établit la terrasse + 50 mètres se raccordant avec les moraines de Champagnole.

Il existe des régions, cependant, où les lacs se sont maintenus plus longtemps. C'est le cas des plateaux de l'Est, les derniers abandonnés par les glaciers.

Sur le plateau de Cuvier, la moraine de fond était épaisse ; les moraines frontales formaient de puissants bourrelets ; d'autre part, l'érosion régressive des rivières était plus faible. Aussi chacune des dépressions séparant les moraines devint le siège d'un lac.

(1) A. Delebecque. *Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents*, **51**, p. 2.

(2) *Ibidem*, p. 6.

(3) J.-B. Martin. *Le Jura méridional*, **116**, p. 164.

De ces lacs, les uns, comme le lac actuel de Saint-Point, celui de Remoray, furent atteints par l'érosion régressive et entrèrent dans un réseau fluvial.

D'autres s'égouttèrent peu à peu à travers les cailloutis glaciaires jusqu'au calcaire du sous-sol et donnèrent lieu ensuite à des infiltrations souterraines. Ainsi peu à peu les lacs se transformèrent en tourbières.

Celles mêmes des nappes d'eau qui ont subsisté jusqu'à nos jours tendent à se vider parce qu'à travers les cailloux glaciaires et le calcaire sous-jacent les chenaux s'élargissent (1).

III. — *L'évolution post-glaciaire*

L'établissement et la disparition des lacs au milieu des moraines relèvent déjà, dans une certaine mesure, de l'évolution post-glaciaire, et ce sont des phénomènes qui se poursuivent encore en certains points.

Depuis lors, l'Ain et ses affluents se sont peu à peu enfoncés au milieu de leurs vallées remblayées, jusqu'à atteindre le niveau actuel.

Leur cours s'est, en général, modelé sur le cours des rivières préglaciaires.

Il y eut, cependant, quelques exceptions de détail. C'est ce qui eut lieu, par exemple, pour le verrou entre Châtillon et Blye qui avait été recouvert de dépôts ; l'Ain ne put retrouver l'encoche qui, à l'Est, formait l'ancien lit, et c'est dans les marnes oxfordiennes du centre du verrou qu'il établit son nouveau cours.

Mais, dans l'ensemble, l'ancien drainage se rétablit à peu près partout, et l'Ain recommença à drainer les plateaux du Sud-Est vers le Jura méridional.

L'évolution post-glaciaire prit comme point de départ les anciennes terrasses formées pendant l'époque des lacs glaciaires, terrasses du Val de Mièges et de la Combe d'Ain principalement.

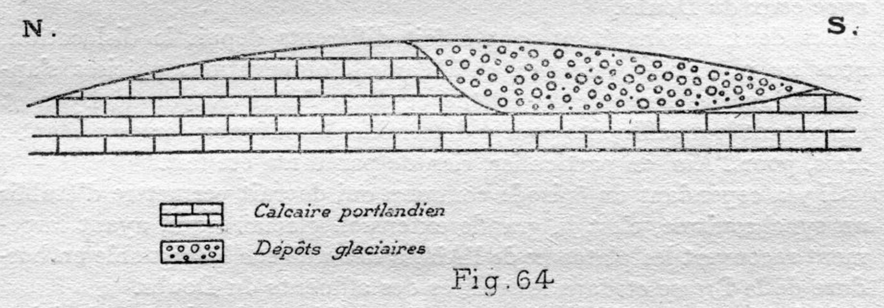
Entre les deux, une terrasse alluviale court sur le versant Ouest de la vallée de l'Ain en aval de Nozeroy ; on en saisit assez bien le développement du haut du village de Conte. Elle se relie en amont avec les terrasses du niveau de Mièges et se poursuit vers l'aval à travers le Val de Sirod ; on la retrouve sur les buttes au Sud-Ouest de Sirod, vers 650 mètres, et, plus en aval encore. elle est à 626 mètres à Sapois, 570 m. à Champagnole.

Ce qui rend cette terrasse particulièrement délicate à étudier aux environs de Sirod, c'est qu'elle y coïncide avec d'anciens replats, à l'altitude de 650 mètres également. La roche en place apparaît, en effet,

(1) Cf. E. FOURNIER. *Recherches spéléologiques*, 60, mars 1905, p. 6.

nivelée sur la butte à l'Ouest de Sirod, ou bien à l'extrémité Est du village, et elle forme des replats très nets, parsemés de cailloux glaciaires.

Il s'agit ici d'un niveau d'érosion antérieur au moins à la dernière glaciation, et probablement aux glaciations anciennes, car on peut suivre ce même niveau s'élevant de Sirod vers Crans le long d'une vallée affluente, et tranchant, à la fois, la roche en place et les cailloux glaciaires non stratifiés, déposés au fond d'anciennes dolines. La coupe donnée à l'Est des dernières maisons de Crans par la tranchée du tramway en construction est tout à fait nette (V. Fig. 64).



COUPE OBSERVÉE DANS UNE TRANCHÉE A L'EST DE CRANS (SUD DE NOZEROY).

La terrasse définie plus haut, et qui croise ces replats, a une forte pente ; elle descend, en effet, de 725 mètres à 570 mètres, soit 155 mètres en 15 kilom., c'est-à-dire que la pente est, en moyenne, de 10 p. 1.000 et certains fragments sont en pente plus accentuée. C'était le fait d'une rivière qui était loin d'avoir régularisé sa pente, et qui drainait sans doute le lac de Mièges vers Champagnole.

Il y a là, en somme, un complexe fluvio-glaciaire d'une forme très spéciale, car il est dû au remaniement d'une moraine par une rivière coulant en sens inverse du glacier et étalant la moraine vers l'intérieur. Une fois disparus, en effet, les glaciers qui remontaient le Val de Sirod du Sud vers le Nord, le drainage reprit son ancienne direction vers le Sud.

L'érosion vigoureuse partie de la Combe d'Ain creusa ces matériaux tendres, vida les lacs, et traça, au milieu de ces terrasses, les vallées actuelles.

Dans la Combe d'Ain elle-même, la rivière s'enfonça par une forte entaille qui constitue sa vallée actuelle, et les plate-formes anciennes furent attaquées par une foule de petits ruisseaux qui y ont creusé facilement leurs vallées.

Enfin, l'approfondissement continue. Il est tout à fait significatif de noter le Saut de la Saisse, à Pont-de-Poitte, qui, avec une chute de

20 mètres (437 mètres à l'amont, 417 mètres à l'aval) interrompt brusquement le profil actuel. Il y a là une conséquence des obstacles rocheux que l'Ain traverse dans les étranglements d'aval et dont l'érosion fait peu à peu remonter l'influence.

Cette chute suffit à prouver combien le profil d'équilibre de l'Ain est loin d'être atteint. Rattachés aux plateaux du Doubs par leur évolution morphologique antérieure, les plateaux de l'Ain subissent maintenant les lois du Jura méridional qui est encore en pleine jeunesse.

Il serait intéressant de pouvoir mettre ces niveaux de l'Ain en rapport avec ceux du Doubs.

Les deux bassins étant tout à fait différents depuis la dislocation, nous ne pourrions y arriver qu'à l'aide d'observations précises s'appuyant sur les niveaux du Rhône et de la Saône autour de Lyon et remontant leurs affluents pour y déterminer les niveaux correspondants. Mais, pour l'Ain, en particulier, rien de pareil n'a été fait.

Il y a cependant un épisode commun qui devrait permettre d'établir un synchronisme, c'est la grande extension glaciaire qui, ayant largement recouvert les plateaux de l'Ain, a débordé sur le Vignoble en bordure de la Bresse et dans les vallées des affluents du Doubs.

Mais, dans ces vallées affluentes (Loue, Lison), les dépôts glaciaires sont très rares et trop près de la source pour qu'on puisse les rapporter de façon précise aux grands niveaux de l'Ouest.

L'étude des surfaces d'érosion recouvertes par les glaciers au pied du Vignoble pourrait apporter une contribution précieuse. Il est certain que les glaciers anciens ont recouvert les surfaces correspondant à la Forêt de Chaux. Mais il est difficile d'affirmer que les débris morainiques n'ont jamais pénétré dans les vallées situées à des altitudes inférieures. De plus, le niveau de la Forêt de la Chaux correspond soit au cycle de + 100 mètres, soit au cycle de + 60 mètres suivant que l'on admet ou non l'hypothèse du lac bressan. Et cela suffit à attribuer la glaciation qui l'a recouverte tantôt au Mindelien, tantôt au Rissien (1).

Si nous sommes naturellement portés à attribuer la glaciation récente au Wurmien, la glaciation ancienne au Rissien, nous devons reconnaître qu'aucune preuve ne vient sur les plateaux à l'appui de ces hypothèses (2). Et nous sommes fort embarrassés pour mettre en regard l'une de l'autre l'évolution du Doubs et celle de l'Ain.

En réalité, la période correspondant à l'évolution glaciaire et postglaciaire de la vallée de l'Ain put développer en terrains meubles une

(1) Ch. Depéret. *Essai de coordination générale des temps quaternaires*, **54**.

(2) M. Piroutet vient de reprendre la question : *Les différentes phases glaciaires dans le Jura*, **141**.

histoire compliquée ; elle fut trop brève pour s'inscrire dans les roches des plateaux.

Il est donc bien difficile de rapprocher les niveaux du Doubs et ceux de l'Ain. L'œuvre de l'érosion fluviale, partagée entre ces deux bassins, apparaît elle-même comme morcelée. Rien ne rappelle plus, sur les plateaux, l'unité de la pénéplaine.

Les phénomènes karstiques, en retardant ou fragmentant l'érosion fluviale, rendront plus divers encore les aspects de l'évolution morphologique.

QUATRIÈME PARTIE

LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES ET L'ÉVOLUTION DES BASSINS FERMÉS

CHAPITRE PREMIER

LE KARST JURASSIEN

I. — *Le problème karstique dans le Jura* (1)

L'érosion subaérienne et l'érosion glaciaire ne sont pas seules à avoir modelé les plateaux depuis la dislocation de l'ancienne pénéplaine, jusqu'à leur donner la physionomie actuelle. Parallèlement à elles, l'érosion karstique travaillait de son côté et nous avons eu déjà plusieurs fois l'occasion de signaler son rôle. Nous devons insister sur cette érosion karstique et le faire plus longuement peut-être que son influence réelle sur le relief actuel ne le comporterait.

De tous les problèmes morphologiques du Jura, c'est en effet celui qui reste aujourd'hui le plus complexe. Tous les auteurs ont souligné l'importance de l'érosion karstique ; mais ils n'ont guère précisé en général son influence (2).

(1) Pour l'explication des termes du vocabulaire karstique, v. Appendice.

(2) La documentation abondante d'E. Fournier ne vise que la circulation des eaux ou les cavités souterraines.

F. Machatschek lui-même ne saurait échapper complètement à ce reproche. Il attribue en effet à cette érosion un rôle capital ; elle aurait, d'après lui, beaucoup plus vivement attaqué les plateaux jurassiens que l'érosion fluviale et aurait même été capable de former une pénéplaine (1). Mais, dans l'étude des formes de détail, il ne montre pas comment de telles pénéplaines ont pu parvenir à se modeler (2). A. Hettner a, plus récemment (3), renchéri sur F. Machatschek en attribuant toutes les surfaces planes non structurales du Jura à des phénomènes karstiques locaux, à l'exclusion d'une dénudation subaérienne générale.

Il y a là sans doute une exagération manifeste et nous avons vu ce que l'on pouvait penser de l'influence karstique dans la formation des grandes surfaces de dénudation des plateaux.

Cependant il n'est pas moins faux d'écarter simplement par prétérition l'érosion karstique sans laquelle il est impossible de comprendre le paysage jurassien.

Pour déterminer exactement quel fut son rôle, il est nécessaire de passer en revue l'ensemble des phénomènes karstiques sur les plateaux du Jura.

Il y a peut-être quelque artifice à faire ainsi de ces phénomènes une étude distincte. Nous avons déjà dû faire appel à des faits qui relèvent de l'érosion karstique pour appuyer certaines hypothèses sur l'érosion subaérienne. On ne saurait étudier de façon séparée l'évolution normale et l'évolution karstique qui, pour une même région, se pénètrent intimement. Et nous sommes convaincus qu'une époque viendra où l'étude morphogénique pourra dater les phénomènes d'érosion karstique comme ceux d'érosion normale. Il lui sera permis alors d'étudier, par exemple, dans chaque période marquée par un niveau d'érosion subaérienne, les phénomènes karstiques qui en sont contemporains.

Il est aujourd'hui impossible de suivre une telle méthode. Si tous les auteurs doivent grouper les phénomènes karstiques en un seul chapitre, rejeté généralement à la fin, ce n'est pas du tout, comme le reproche A. Hettner, par dédain de ces phénomènes. Mais nous ne possédons guère, pour relier ces phénomènes entre eux, de lois universellement acceptées ; toute étude de karst, particulièrement hors des pays méditerranéens, se trouve être une étude théorique générale en même temps qu'une application régionale ; si l'intérêt peut s'en trouver accru, les recherches en seront singulièrement plus malaisées. Les études karsti-

(1) *Der Schweizer Jura*, **102**, p. 67.

(2) D'ailleurs, A. Machatschek, depuis la publication du *Schweizer Jura*, en 1905, est revenu sur ses premières hypothèses. Et en 1916, dans *Verebnungsflächen...*, **103**, p. 618, il déclarait qu'il faudrait étudier de plus près la question de la prédominance de l'érosion subaérienne ou de l'érosion karstique.

(3) *Aus dem Schweizer Jura. Eine morphologische Skizze*, **89**.

ques, moins assurées dans leurs méthodes, devront donc s'appuyer sur les conclusions des autres études morphologiques et ne pourront être placées qu'à la fin d'une recherche régionale. Suivant la parole de O. Marinelli, « à la base d'une étude complète d'une région karstique se pose le problème de ses conditions primitives » (1), et il serait complètement vain d'essayer une étude karstique dans une région sans avoir des données précises sur le reste de l'évolution morphologique.

C'est en nous appuyant sur ces données précédemment établies que nous nous efforcerons de décrire les phénomènes karstiques de nos plateaux, d'étudier les rapports qu'ils peuvent présenter entre eux, de préciser enfin leurs relations avec les cycles normaux.

Le point de départ des phénomènes karstiques

L'érosion karstique semble être, dans le Jura, de date assez récente. Au temps, en effet, où s'achevait la surface de dénudation ancienne, il ne dut pas y avoir place pour les phénomènes karstiques. L'érosion normale devait déblayer le calcaire sans que ces phénomènes pussent s'y développer. C'était du moins le cas vers la fin du cycle, lorsque la surface était peu élevée au-dessus du niveau de base (2).

Nous en conclurons que, partout, les phénomènes karstiques n'ont débuté qu'après le soulèvement ou la dislocation de la surface de dénudation.

Nous sommes ici d'un avis contraire à celui de F. Machatschek. Cet auteur pense, en effet, que, pendant la formation de cette surface, il ne devait presque pas circuler de fleuves sur les couches perméables : ils étaient tous enfouis sous terre (3). Nous croyons, pour notre part, que, non seulement les fissures des calcaires s'élargissent lentement, mais que le niveau de base proche de la surface, présenté par F. Machatschek comme une exception, dut subsister longtemps ensuite et maintenir l'hydrographie subaérienne jusqu'à la dislocation de la pénéplaine.

L'apparition des phénomènes karstiques fut donc assez tardive. Il est indéniable cependant qu'elle ne se fit pas en même temps sur toute l'étendue des plateaux.

Dans une partie de ces plateaux, les calcaires n'ont été exposés à l'air libre qu'après le déblaiement de la mollasse ; ils furent donc encore protégés pendant un certain temps, même après le plissement général. Mais il s'agit des plateaux du Sud-Est, et notamment de celui de Nozeroy ; le développement des phénomènes karstiques est aujourd'hui

(1) O. Marinelli. *Atlante*, **107**, planche XV.

(2) V. *supra*, Première partie, chap. I.

(3) *Der Schweizer Jura*, **102**, p. 67.

masqué par les débris glaciaires, et la comparaison est difficile avec les phénomènes karstiques du plateau d'Ornans.

D'autre part, les plateaux de Lons-le-Saunier et de Champagnole, dus à un cycle postérieur, sont plus récents que la pénéplaine. Les phénomènes karstiques aujourd'hui visibles n'ont pu s'y développer que bien après ceux des environs de Vercel ou d'Ornans, et devraient présenter un caractère bien différent. Ils ne semblent guère cependant avoir, dans l'ensemble, une allure plus jeune.

En ce qui concerne les phénomènes superficiels notamment, il semble impossible de les grouper d'après l'âge des surfaces sur lesquelles ils se sont développés. Les seules différences notables que l'on observe d'une région à l'autre s'expliquent par les conditions locales actuelles, hauteur au-dessus du niveau de base, par exemple.

On ne peut guère échapper à la conviction que le paysage karstique doit à l'évolution actuelle la variété de ses formes. Celles-ci, dans le Jura au moins, s'oblitèrent assez vite ; la physionomie est donnée, en chaque moment, par les formes les plus récentes ; l'aspect du plateau de Vercel, au milieu du pliocène ou au début du quaternaire, ne devait pas être bien différent de l'aspect actuel.

Ainsi s'explique que nous ne trouvions pas, à première vue, de différence entre l'évolution karstique de la pénéplaine et celle des plateformes plus récentes ; seule l'étude des phénomènes profonds pourra révéler que le point de départ n'était pas le même.

II. — *Les conditions du karst jurassien*

L'histoire des phénomènes karstiques au cours des époques passées fut, sans doute, très variée, car l'érosion a dû s'adapter à des conditions climatiques qui ne sont pas restées toujours les mêmes.

Il y eut des périodes sèches pendant lesquelles l'érosion karstique ne dut guère s'exercer (1). Telles semblent avoir été les périodes quaternaires correspondant à la formation du lœss dans les régions voisines (2).

Il y eut, au contraire, des périodes où le climat était très humide, peut-être tropical (3). Pendant ces périodes, l'érosion karstique fut par-

(1) Nous avons dans la Cyrénaïque (O. Marinelli, *Atlante*, **107**, pl. XVII) des exemples du peu d'intensité des phénomènes karstiques sous un tel climat.

(2) Les conditions en furent d'ailleurs très différentes suivant qu'il s'agît de longues périodes ou seulement de courtes périodes, se répétant chaque année, conformément à l'hypothèse de H. Baulig (*Questions de morphologie vosgienne et rhénane*, **4**).

(3) Cf. A. Heim. *Geologie der Schweiz*, **88**, t. I, p. 162. Klima der Schweiz zur Molassezeit.

ticulièrement intense. L'élévation de la température y contribua peut-être ; mais surtout l'abondance des précipitations dut déterminer à la fois un ruissellement considérable et une accélération de tous les phénomènes de corrosion ; de plus, l'existence d'une végétation dense multiplia les acides organiques dans l'eau de ruissellement (1). Et l'intensité de tous ces phénomènes dut être telle que leur influence se fait sans doute sentir encore aujourd'hui. Il serait bien étrange en effet que l'on pût repérer tous les niveaux fluviaux de cette époque, et que rien ne fût resté des formes karstiques. Si cela n'est pas vrai des formes de détail, qui, sans doute, évoluent assez rapidement, cela doit s'appliquer aux formations plus vastes comme les bassins fermés.

Enfin l'époque glaciaire se manifesta partout par des ruissellements abondants, particulièrement intenses au moment de la fonte des neiges. Peut-être est-ce bien à cette période qu'il faut rattacher de nombreuses formes d'érosion des grottes et cavernes du Jura. Des traces d'érosion mécanique ont, en effet, été relevées dans des grottes où, maintenant, domine l'érosion chimique. Tel est, en particulier, le cas de la Baume Archée, près de Mouthier, où l'existence de galets arrondis et de parois polies fait penser que l'érosion mécanique a eu plus d'importance au quaternaire que maintenant (2).

Mais les moraines, en tapissant la surface des calcaires, ont arrêté les phénomènes karstiques de la surface. La région du Sud-Est, après avoir été débarrassée de la mollasse et après avoir fourni un assez long stade d'évolution karstique a été ainsi recouverte de matériaux glaciaires. Non seulement le processus karstique de la région a été arrêté ; mais il nous est bien difficile d'étudier maintenant le point auquel il était arrivé avant l'invasion glaciaire (3).

Nous ne devrons jamais perdre de vue ces variations de climat antérieures ; cependant c'est bien par rapport aux conditions actuelles qu'il importe surtout de définir le karst jurassien.

Il est impossible aujourd'hui de définir un pays de karst sans le rapprocher du karst adriatique. Les géographes qui, à la fin du XIXe siècle, ou au début du XXe siècle, se sont efforcés de déterminer pour les calcaires un type d'érosion spécial ont, en effet, cherché naturellement leurs exemples dans les régions où ce type était le plus pur, et où il avait déjà donné lieu à de nombreuses études. En s'appuyant sur les

(1) Cf. E.-H. Sellards. *Geology between the Ocklocknee and Ancilla rivers in Florida*, **151**.

(2) E. Fournier. *Recherches spéléologiques*, **60**, 1901.

(3) Des coupes font apparaître parfois une doline comblée par des alluvions glaciaires ; c'est ce qui arrive, par exemple, le long de la route de Loulle à Champagnole, sur le plateau, un peu au Nord de Loulle. V. aussi, Troisième partie, chap. II : L'évolution post-glaciaire.

observations qui y avaient été faites, toute une série de travaux ont essayé de schématiser le processus d'évolution morphologique dans ces régions (études de J. Cvijic, A. Penck, A. Grund, L. Sawicki, N. Krebs, F. Katzer, Emm. de Martonne). Ces résultats ont été, depuis, étendus à d'autres pays comme la Jamaïque. Le terme d'évolution karstique est devenu synonyme d'évolution morphologique du calcaire. Et on a cherché à l'appliquer dans toutes les régions où affleurent ces roches, en attendant qu'on puisse le transposer dans les régions de craie ou dans certaines régions gréseuses.

Aujourd'hui, cependant, que la morphologie d'un certain nombre de régions calcaires a été étudiée d'assez près, on s'aperçoit que la nomenclature et le processus du karst ne peuvent être appliqués qu'assez grossièrement aux surfaces calcaires de nos régions (1).

En réalité, les choses ne se passent pas sur les plateaux du Jura comme dans le karst adriatique.

Les vallées normales y sont nombreuses, écoulent une eau assez abondante en toute saison, sont alimentées par de multiples vallées affluentes, profondément creusées. Les gouffres qui servent tantôt d'entonnoirs, tantôt de sources, sans faire défaut, sont rares. Les poljés temporairement inondés n'existent presque pas. Les plateaux, au lieu de laisser voir la roche en place, sont recouverts d'une abondante parure de prairies et de forêts. Un morceau du Jura apparaîtrait comme une oasis dans le désert du karst adriatique (2).

Les causes de ces différences sont nombreuses.

I. — Le calcaire des plateaux jurassiens est moins pur, et se présente en bancs beaucoup moins épais.

Nous avons étudié les diverses roches dont sont formés les calcaires jurassiens. Deux séries d'assises se prêtent au développement des phénomènes karstiques. L'une commence au-dessus du lias pour se terminer avec le callovien, formée principalement de calcaires oolithiques. Elle s'étend surtout à l'Ouest et forme, au Sud, le plateau de Lons-le-Saunier, au Nord, les niveaux entaillés dans l'extrémité occidentale du plateau d'Ornans.

La deuxième série karstique commence au-dessus de l'oxfordien pour se terminer au crétacé, et compose surtout les régions de l'Est : plateaux de Champagnole et de Nozeroy au Sud, plateau d'Ornans au Nord.

(1) Nous continuerons cependant à employer le terme de karstique pour désigner les phénomènes morphologiques des calcaires, suivant l'usage qui s'est aujourd'hui généralisé parmi les géographes et qui est, en somme, très commode ; mais nous n'y attacherons nullement le sens d'identité morphologique avec le karst adriatique. (Cf. G. Chabot. *Récents progrès de l'étude des phénomènes karstiques*, **31**).

(2) Cf. J. Cvijic. *Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst*, **43**, p. 416. (Cf. aussi : *Types morphologiques des terrains calcaires*, **45**.)

Ces calcaires sont généralement moins purs que les calcaires adriatiques ; ils ne se dissolvent qu'en laissant un résidu abondant, et cela se manifeste par l'épaisseur de terra rossa.

Et surtout, tandis qu'en Istrie et en Dalmatie le calcaire se rencontre sur des puissances énormes, les bancs calcaires du Jura ont, relativement à eux, des épaisseurs très faibles (1). Le bajocien et le bathonien réunis ont une épaisseur maxima de 260 mètres. Le jurassique supérieur, de même, a une épaisseur de 250 à 300 mètres (2).

Cette épaisseur est encore réduite par plusieurs circonstances :

1° Les couches calcaires, assez fortement inclinées, vont en diminuant de plus en plus d'épaisseur vers l'Ouest de chacune des séries. Et c'est ainsi que, dans l'Est du plateau de Lons-le-Saunier, on peut avoir une épaisseur calcaire totale de 250 mètres ; mais cette épaisseur, près de la lisière Ouest, ne dépasse pas quelques dizaines de mètres.

2° Le calcaire n'est pas toujours homogène et des bancs marneux s'y intercalent parfois, contrariant la circulation des eaux (dans le bathonien et dans le séquanien notamment). Cette intercalation d'assises imperméables semble jouer un très grand rôle, et elle augmente beaucoup l'importance de l'action mécanique. C'est également la conclusion à laquelle était arrivé J. V. Danes pour le karst des Antilles (3).

II. — Les calcaires du Jura sont plissés.

Nous aurons donc affaire à peu près uniquement à des anticlinaux ou à des synclinaux dont la courbure sera plus ou moins accentuée (4).

Examinons d'abord le cas des anticlinaux. Ceux-ci ont été le plus souvent décapés et rasés par les érosions antérieures. Même si la couche imperméable n'a pas été atteinte, il ne subsistera plus au sommet de l'anticlinal qu'une faible épaisseur de calcaire que creusera l'érosion régressive, s'efforçant de tailler une combe. Tel est par exemple le cas de la montagne de Fresse et de la haute vallée de l'Angillon au Nord-Est de Champagnole.

(1) Les niveaux imperméables (lias, oxfordien) peuvent parfois être traversés par les eaux souterraines, principalement à la faveur de failles. C'est ainsi que le cours d'eau souterrain qui, du creux de la Baume, rejoint le Lison, traverse les couches oxfordiennes (É.-A. Martel. *Nouveau traité des eaux souterraines*, **114**, p. 155) ; mais il ne s'agit là que d'exceptions et les phénomènes karstiques ne se développent guère dans les couches marneuses.

(2) D'après la notice explicative de la Carte géologique (Feuille de Besançon, 2e édition) on a : Bajocien 100 mètres, bathonien inférieur 40 mètres, bathonien moyen 100 mètres, bathonien supérieur 15-30 mètres, argovien 75-100 mètres, rauracien 50-60 mètres, astartien 60 mètres, kimmeridgien 50 mètres, portlandien 40-50 mètres.

(3) *Karst studien in Jamaïca*, **46**.

(4) La carte structurale du Général de La Noe, publiée par Emm. de Margerie, est tout à fait frappante à cet égard.

Si la couche imperméable a été enlevée au sommet de l'anticlinal, les eaux pénétrent bien dans la masse calcaire de l'étage géologiquement inférieur. Mais l'eau qui pénètre ainsi va rester séparée de celle qui se concentrera dans les régions voisines au-dessus de l'étage imperméable et leurs actions ne s'additionnent pas.

La disposition en synclinaux semble, au contraire, favoriser la présence de plus grandes épaisseurs calcaires qui se sont trouvées ainsi à l'abri de l'érosion mécanique. Mais cela n'a guère lieu qu'au centre du synclinal, et les cuvettes ainsi fermées sont extrêmement peu étendues.

Ainsi le plissement, juxtaposant des séries calcaires et des séries marneuses, représente en réalité un gros obstacle au développement des formes karstiques.

III. — Le climat du Jura est très différent de celui des pays adriatiques.

Il est assez difficile de préciser les effets de cette différence climatique, car la question de l'influence du climat sur les phénomènes karstiques est encore très mal élucidée.

Il est très certain, cependant, que toute érosion varie avec les agents atmosphériques qui la déterminent directement (action du vent ou de la pluie), ou indirectement (ruissellement, décomposition chimique, action des glaciers).

La quantité de pluie tombée annuellement représente évidemment ici le facteur essentiel ; elle varie, en moyenne, sur les plateaux, de 1 mètre pour la bordure occidentale à 1 m. 50 pour les plateaux de l'Est.

Mais il ne suffit pas de connaître la quantité de pluies tombée annuellement. De même, la répartition des pluies dans l'année, la différence entre les pluies d'averse et la pluie fine et continue font que l'érosion fluviale dans les Cévennes ne ressemblera jamais à celle de la Bretagne (1). Ces différences sont plus difficiles à déterminer pour l'érosion chimique, mais elles ne sont pas moins certaines que pour l'érosion normale. Les études de J.-V. Danes sur le karst de la Jamaïque montrent que le calcaire des pays tropicaux ne se comporte pas comme celui des régions méditerranéennes. Il doit en être de même si l'on passe des régions méditerranéennes aux régions tempérées de climat atlantique.

Le climat du karst méditerranéen est, en effet, défini, d'une façon générale, par l'abondance des pluies en automne et par la sécheresse quasi absolue de l'été.

Ainsi s'explique très bien que pendant toute une partie de l'année les gouffres servent d'entonnoirs dans les poljés à sec, tandis que pen-

(1) Cf. M. Pardé. *Les phénomènes torrentiels...*, 130.

dant une autre partie de l'année ils fonctionnent comme résurgences. Cela ne peut donner naissance qu'à un écoulement temporaire.

Dans le climat océanique de nos régions, les pluies sont au contraire réparties sur toute l'année, et c'est le cas en particulier pour le Jura. Il peut donc arriver durant toute l'année qu'il tombe plus de pluies qu'il n'en peut être absorbé par les entonnoirs et cavités. Si le trop-plein dû à une pluie s'écoule assez lentement pour n'être pas tari à la pluie suivante, nous avons un écoulement subaérien pérenne.

Mais l'influence essentielle du climat semble bien provenir des différences dans la formation de la terra rossa.

L'humidité relative dans laquelle baignent pendant toute l'année les calcaires de nos régions et qui prolonge l'action des pluies, attaque la surface de façon continue et amène ainsi la formation d'une couche de terra rossa qui donne le sol de nos régions calcaires. Cette couche est d'autant plus épaisse que le calcaire est moins pur.

Dans les pays méditerranéens, la surface n'est attaquée que dans la mesure où l'eau y séjourne ; or, cette eau pénétrant assez rapidement sous terre, la corrosion est plus intense dans les profondeurs du calcaire qu'à la surface. De plus, de grandes pluies d'orage balayent de temps à autre le sol et le débarrassent de la terra rossa.

Dans nos régions, au contraire, il tombe en tous temps assez d'eau pour permettre la formation continue de la terra rossa ; elle ne tombe jamais en trombes assez violentes pour la faire disparaître.

Il faudrait ajouter à ces conséquences du climat l'influence de la végétation. La répartition des pluies à travers toute l'année favorise en effet la constitution d'un manteau végétal qui est caractéristique du karst océanique par rapport au karst méditerranéen. Sans doute ce manteau tend à protéger le sol contre toute attaque ; mais, comme les eaux pénètrent au travers, le sol n'en est pas moins corrodé. Et même la corrosion en est accrue, l'humus étant particulièrement riche en acides. L'exemple des cavités qui se creusent dans le calcaire autour des racines des arbustes et qui y forment de petites dolines en est un exemple frappant (1). D'autre part, ce manteau végétal contribue puissamment à maintenir en place les produits de décomposition.

L'action du climat atlantique se traduira donc par une érosion chimique continue, plus intense en surface qu'en profondeur et dont les produits de décomposition resteront sur place. Ces produits de décomposition ne suffiront sans doute pas à créer une couche imperméable et continue comme L. Sawicki (2) l'avait pensé, et la critique de A. Grund (3)

(1) G. Chabot. *Le Revermont*, **29**.

(2) L. Sawicki. *Ein Beitrag zum Zyklus im Karst*, **148**.

(3) A. Grund. *Der geog. Zyklus im Karst*, **86**.

est, à cet égard, définitive ; mais ils suffiront certainement à transformer l'érosion karstique, en rendant plus lente l'infiltration des eaux à travers une couche de terre ou en retardant la circulation à travers des chenaux obstrués.

Nous voyons donc que la différence des conditions dans lesquelles l'érosion opère (nature des roches, structure, climat) suffit à expliquer les différences avec le karst adriatique.

On peut toujours comparer certaines formes d'érosion chimique aux formes du karst qui en donnent en quelque sorte les prototypes et les déclarer, à ce point de vue spécial, plus ou moins avancées. On ne peut pas dans l'ensemble assimiler l'évolution jurassienne à l'évolution du Karst.

De nombreux auteurs, en vérité, ont déjà insisté sur les différences des régions calcaires méditerranéennes et des régions calcaires atlantiques. Mais presque tous ont considéré qu'il y avait là surtout des altérations du régime karstique pur. Et nous avions nous-même, autrefois, traité le Jura de karst avorté. Nous sommes convaincu aujourd'hui qu'il y a une différence de nature entre le karst atlantique et le karst méditerranéen.

L'étude de J. Cvijic, contenue dans ses trois notes de 1925 (1), tout en établissant une hiérarchie des karsts, laisse cependant place à une telle interprétation.

Pour J. Cvijic, il y a, à côté du karst complet ou holokarst, un karst partiel ou mérokarst qui s'en distingue par l'impureté du calcaire, l'abondance des matériaux de recouvrement, et la présence de vallées normales. Entre le holokarst et le mérokarst se placent deux types de transition, Causses et Jura. Retenons la définition du type jurassien.

Il « se rattache aux régions où prédomine l'alternance des couches calcaires et des couches marneuses, celles-ci étant parfois complètement imperméables. Que le terrain soit plissé ou non, il est disséqué par des vallées qui suivent souvent les zones de couches imperméables et recoupent parfois transversalement les zones calcaires. C'est en traversant ces dernières zones qu'elles ont creusé des vallées en gorge... Les phénomènes karstiques n'ont pu se développer que sur les blocs calcaires situés entre les vallées normales qui sont assez fréquentes ; ils sont donc plus dispersés et plus sporadiques que dans les Causses. Dans ces blocs calcaires peu étendus, les formes du relief karstique ont été souvent attaquées par l'érosion régressive des rivières et ont perdu leurs caractères spéciaux. D'ailleurs, les masses calcaires ne sont nulle part très puissantes... Il en résulte que les phénomènes karstiques n'ont pu

(1) *Types morphologiques des terrains calcaires*, **45**.

se développer en profondeur comme dans le holokarst ou dans le type karstique des Causses ; leur évolution karstique s'épuise donc encore plus rapidement » (1).

Voilà le Jura situé par rapport au holokarst. Il est possible d'aller plus loin, de ne pas étudier l'érosion jurassienne seulement en fonction de l'érosion karstique, mais de la prendre comme point de départ.

Nous sommes amenés ainsi à définir quelle est cette érosion jurassienne, synthèse de l'érosion subaérienne et de l'érosion karstique qui n'ont jamais cessé de jouer ensemble en réagissant l'une sur l'autre. Et, comme les conditions de composition des roches, de structure et de climat se retrouvent en dehors du Jura dans la plupart des pays calcaires de nos régions, il semble que nous puissions ainsi définir le type mixte qui aurait une évolution propre assez différente de l'évolution karstique et de l'évolution normale, le type semi-karstique. L'étude des plateaux jurassiens nous permettra de le préciser.

Le principe fondamental, celui qui distingue l'érosion jurassienne de l'érosion karstique proprement dite, c'est que le ruissellement superficiel est normal, au même titre que l'infiltration souterraine.

Cela tient : 1° à ce que le calcaire impur, moins facilement soluble, ne se laisse pas cribler de cavités assez vastes pour que toutes les précipitations soient absorbées ;

2° A l'abondance de la terra rossa qui, en raison des contitions de roches et de climat déjà étudiées, recouvre le sol d'un véritable manteau ;

3° A ce qu'il existe toujours à proximité quelque vallée subaérienne, les plissements faisant succéder assez vite des affleurements de roches imperméables aux affleurements de roches perméables. En l'absence de vallée proche, en effet, les petits cours d'eau qui prennent naissance en raison des conditions 1) et 2) finiraient tous par disparaître assez rapidement dans quelque cavité souterraine. La proximité de la vallée subaérienne permet de les organiser en réseau d'affluents. L'érosion régressive partant de cette vallée finit toujours en effet par les capturer ; car elle représente un niveau de base plus bas que le gouffre, dont les bords ne s'abaissent que très lentement. Et cela explique comment des rivières passent à côté des gouffres sans s'y précipiter (exemple de la Brême au Nord d'Ornans).

Cette coexistence du ruissellement et de l'infiltration donne à l'érosion un caractère hybride. Il y a sur les plateaux tout un réseau de vallées qui les découpent et cependant on ne trouve entre ces vallées aucun drainage subaérien.

Ce caractère apparaît également dans le profil des cours d'eau.

(1) *Ibid.*, p. 1039.

Prenons comme exemple un des nombreux petits ruisseaux qui dévalent en pente raide de Hautepierre vers Mouthier au-dessus de la Loue et examinons le lit de ce ruisseau pendant l'été, alors qu'il est à sec. Nous n'aurons pas la succession de paliers et de pentes raides, caractéristiques du profil torrentiel, que nous trouvons dans les ruisseaux ordinaires. Nous aurons au contraire une succession de poches placées les unes en dessous des autres dont le profil est donné schématiquement par la figure ci-contre (Fig. 65). Au fond de chaque poche se trouvent une ou plusieurs fissures par où l'eau s'infiltre dans le sous-sol ; mais ces fentes sont le plus souvent insuffisantes et l'eau déborde vers la poche immédiatement inférieure.

Fig. 65

PROFIL SCHÉMATIQUE D'UN LIT DE RUISSEAU SUR UNE PENTE CALCAIRE.
La profondeur des creux est de quelques décimètres.

Nous trouvons le même profil, moins incliné, dans les cours d'eau importants avec des infiltrations signalées au fond des poches. Ce profil comporte l'existence de véritables « verrous » karstiques séparant les poches successives. De tels verrous se rencontrent dans la plupart des vallées temporaires, et sont particulièrement nets dans les vallées sèches (par exemple dans la vallée sèche qui prolonge la Loue en amont de sa source). Leur profil longitudinal ressemble au profil du verrou glaciaire retourné ; la pente amont est, en effet, dans le verrou karstique, la plus faible parce qu'elle ne subit presque aucune érosion mécanique, et la pente aval, la plus rapide. Ces verrous livrent passage aux eaux qui débordent du bassin amont vers le bassin aval, et il se forme ainsi, le plus souvent sur les côtés, des rigoles qui augmentent encore la ressemblance avec les verrous alpins sciés par les rivières post-glaciaires.

Il y a donc bien coexistence du ruissellement et de l'infiltration, et c'est là le caractère fondamental de l'érosion jurassienne.

L'érosion normale ne s'exerce jamais librement, entravée sans cesse par l'infiltration ; et, d'autre part, tous les phénomènes karstiques

dépendent plus ou moins directement de la circulation subaérienne qui les accompagne, les pénètre et les domine.

Une revue des principaux phénomènes karstiques nous montrera cette interdépendance.

Nous étudierons successivement les phénomènes karstiques superficiels, les phénomènes souterrains et enfin l'évolution des bassins fermés qui, tout en se rattachant aux formes superficielles, relève des phénomènes souterrains.

CHAPITRE II

LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES SUPERFICIELS

Le paysage de karst se révèle, dès la première excursion sur les plateaux, par les formes typiques qui accidentent la surface, et se rencontrent un peu partout, au dos de la pénéplaine, sur les côtes, le long des vallées.

Tantôt ce sont des alignements réguliers de pierres sèches, tantôt des vallons dont le gazonnement continu exclut tout ruisseau ; ailleurs, le creux d'une doline dérobe aux regards le tronc des arbustes dont seule émerge la frondaison.

Mais tandis que les phénomènes souterrains retenaient l'attention par leur aspect pittoresque, par leur intérêt préhistorique ou par leur importance géologique, les phénomènes superficiels ont été, en général, assez mal étudiés, dans le Jura tout au moins. On se borne le plus souvent à les mentionner, sans essayer de les décrire et de les expliquer scientifiquement, comme cela a été fait pour d'autres régions (1).

Il y a là cependant un élément essentiel pour le géographe soucieux de connaître les formes du terrain : les phénomènes souterrains n'interviennent que de façon indirecte pour façonner un paysage auquel les lapiés et les dolines donnent souvent sa physionomie.

I. — *Les vallées sèches*

Les vallées sèches, de toute évidence, relèvent à la fois des lois de l'érosion normale et de celles de l'infiltration dans les calcaires ; du

(1) J. Cvijic. *Das Karst phänomen*, 40.
A. Grund. *Die Karsthydrographie. Studien aus Westbosnien*, 84.
E. A. Martel. *Nouveau traité des eaux souterraines*, 114.
O. Marinelli. *Atlante dei Tipi geografici*, 707, planches XIV à XVII.

moins semble-t-il qu'il y ait là deux phases bien distinctes de leur évolution ; modelées par l'érosion normale, elles lui échappent dès que les eaux s'infiltrent dans le sol et ne relèvent plus alors que de l'érosion karstique.

L'évolution d'une vallée sèche dans le Jura est, en réalité, beaucoup plus complexe, et les deux formes d'érosion s'y exercent, le plus souvent, de façon simultanée et concurrente.

Il est frappant que les vallées sèches soient, en général, parfaitement conservées dans le Jura. Sans doute, on trouve dans leur profil des contre-pentes, nous l'avons vu, des verrous karstiques, mais cela ne suffit pas à oblitérer la forme de vallées et le contraste est frappant avec les formes que reproduit, par exemple, O. Marinelli dans son Atlas. Dans la vallée sèche à l'Est de Gennes (au Nord-Est de Besançon) les points bas du profil longitudinal atteignent rarement une dizaine de mètres au-dessous de ce que donnerait le profil régulier (Fig. 69). Enfin, de même que le profil longitudinal, le profil transversal n'a été que très légèrement modifié par l'évolution karstique.

Cela tient à deux causes :

1° Il s'est sans doute écoulé en général assez peu de temps depuis que ces vallées ont cessé d'être drainées (1). Toutes les vallées sèches qui ont conservé la forme nette de vallée sont postérieures à la dislocation et aux plissements concomitants.

Tel est le cas, par exemple, de la vallée sèche de la Chevillotte à Nancray. Cette vallée se raccorde avec les ruisseaux de Nancray établis sur l'oxfordien. Or, l'affleurement oxfordien épouse la forme du soulèvement de la côte du Mont, et le ruisseau qui profite de cet affleurement est postérieur au soulèvement.

2° Mais on ne peut pas étudier les vallées sèches en les considérant seulement comme les traces de vallées subaériennes abandonnées par les rivières. A côté de la corrosion il faut, pour comprendre l'évolution de ces vallées, faire une place à l'érosion subaérienne.

Nous n'avons presque jamais affaire en effet à une évolution purement karstique et si les vallées sèches conservent leur pente vers l'aval, c'est qu'elles continuent à servir de vallées drainées par intermittence.

A rigoureusement parler, il y a très peu de vallées absolument sèches ; il y a des vallées périodiquement sèches.

La durée des périodes sèches dépend de la nature du calcaire, de son degré de fissuration, des conditions de climat. Et la rapidité d'évolution de la vallée dépend tout d'abord de cette durée des périodes sèches.

(1) Il faut mettre à part les dépressions dans lesquelles la forme de vallée n'est plus guère reconnaissable et dont l'origine doit remonter à des vallées très anciennes (dépressions du plateau de Lons-le-Saunier).

La pente intervient aussi, mais de façon un peu différente. La pente plus grande tend en effet à faire couler l'eau plus rapidement, et par conséquent à diminuer la période de drainage. Mais l'eau qui coule rapidement à la surface du sol pénètre moins à l'intérieur. L'influence karstique se trouve considérablement réduite et la vallée sèche en pente raide se trouve placée dans des conditions assez voisines de celles d'une vallée normale fortement inclinée.

Les exemples sont nombreux : dans la région de Sancey (feuille de Montbéliard au 1/80.000) la vallée sèche entre le ruisseau de Voye et le Cuisancin est parcourue par un ruisseau temporaire. L'Audeux fournirait un exemple analogue, un peu plus au Sud.

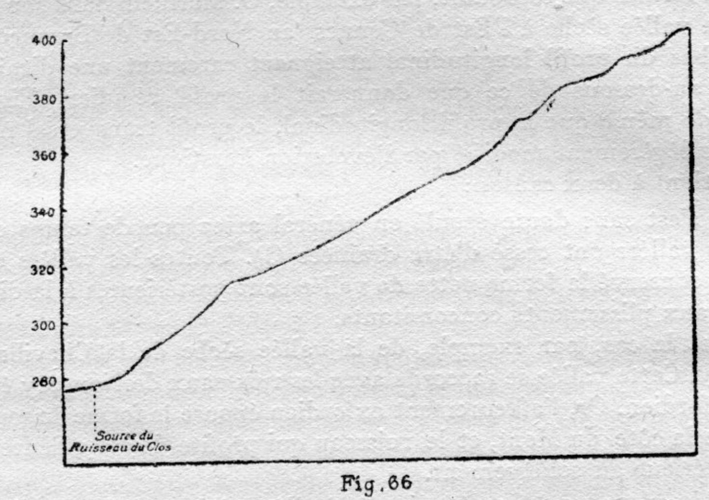


Fig. 66

PROFIL EN LONG DE LA VALLÉE SÈCHE AU NORD DE QUINGEY, PROLONGEANT LE RUISSEAU DU CLOS,

d'après les levées au 1/20.000 du Service géographique de l'Armée. Échelle des longueurs, 1/26.000 ; des hauteurs, 1/2.600.

Le ruisseau de Conliège, à l'Est de Lons-le-Saunier, montre une vallée sèche en pente raide : on y observe très nettement en été les traces du ruisseau qui ne s'écoule qu'en temps de grandes eaux (cf. également le profil de la vallée sèche en amont du ruisseau du Clos vers Quingey, Fig. 66) (1).

Cela nous permet de comprendre que toute vallée sèche évolue, d'une part, grâce aux dolines et aux gouffres, d'autre part, grâce à l'érosion normale.

(1) Ce profil et les suivants ont été établis d'après les levés au 1/20.000 publiés par le Service géographique de l'Armée.

C'est à cette persistance de l'écoulement intermittent qu'il faut attribuer la conservation des vallées sèches. La région de l'Hôpital-du-Gros-Bois montre bien, non seulement que ces vallées sèches sont conservées, mais qu'elles forment un véritable réseau et commandent toute la topographie.

L'érosion normale et l'érosion karstique sont donc, là aussi, beaucoup plus intimement mêlées qu'il n'avait pu le paraître ; elles contribuent en réalité l'une et l'autre à l'évolution de toute vallée calcaire avec prédominance tantôt de l'une, tantôt de l'autre.

II. — *Lapiés*

S'il est à peine permis de considérer les vallées sèches comme un phénomène karstique, les lapiés représentent au contraire, pour beaucoup de nos régions, la forme karstique essentielle. On ne les rencontre pas seulement, en effet, dans le karst dinarique où ils atteignent un grand développement ; il semble que ce soit une des formes karstiques les plus répandues (1), et, dans les Alpes, en particulier, on en trouve des exemples caractéristiques (2).

On pourrait donc s'attendre à trouver également dans le Jura, si voisin des Alpes, des phénomènes semblables. Et cependant les lapiés y sont à peu près inconnus sous leur aspect typique.

On désigne normalement, en effet, sous ce nom des cannelures creusées par les eaux à la surface des calcaires, où elles donnent de longues rigoles parallèles. La profondeur, extrêmement variable, peut atteindre plusieurs mètres.

Nous osons à peine donner le nom de lapiés aux formes qui répondent sur les plateaux à cette définition et qui ne sont guère que des embryons de lapiés.

Il arrive parfois que, sur un espace limité, le dos des strates calcaires présente une surface de roche nue ; des cannelures y sont alors souvent amorcées ; mais elles sont extrêmement peu profondes et ne dépassent guère quelques centimètres. Autour de La Châtelaine, près Salins, par exemple, se développe une large surface structurale de calcaire bajocien, faiblement inclinée vers l'Est ; la roche apparaît à nu, de place en place, au milieu du gazon, et sur cette roche sont creusées des rigoles d'écoulement des eaux, parallèles entre elles, larges de 7 à 8 centimètres et profondes de dix à quinze.

(1) J. Cvijic. *The evolution of lapies*, **44**.

(2) E. Chaix. *Contribution à l'étude des lapiés*, **32**.

On trouve des phénomènes analogues sur la plupart des plans calcaires inclinés. Et il nous est même arrivé d'en rencontrer, presque aussi développés que ceux-là, sur le dos des blocs erratiques à l'Est de Nozeroy (1), ce qui atteste la jeunesse de tous ces phénomènes. Les lapiés proprement dits semblent se réduire à ces miniatures (2).

On est tenté d'y voir seulement des formes de jeunesse et de rechercher ce qu'elles deviennent en évoluant.

Or il y a, un peu partout, dans le Jura, des paysages qui évoquent des lapiaz. De longues arêtes rocheuses blanchâtres courent au flanc des montagnes ou sur les sommets parallèlement à l'axe des chaînes et sont séparées par un intervalle de terre et de gazon.

Ce ne sont pas des lapiés au sens propre du mot ; l'élément essentiel n'est pas, en effet, comme dans le lapié, la rigole, mais la pierre en saillie ; la rigole manque même le plus souvent, car la terre végétale comble les espaces vides entre les arêtes rocheuses, et plusieurs mètres de gazon séparent souvent deux arêtes parallèles. Ces affleurements sont dus seulement aux affleurements des couches recoupées par la surface du sol. Les bancs les plus durs sont ainsi mis en saillie, tandis que la partie supérieure des bancs les plus tendres est enlevée plus rapidement.

C'est bien cependant la corrosion qui enlève ces couches tendres. L'absence de drainage suivant les lignes de plus grande pente suffit à montrer que les eaux s'enfoncent en suivant les plans de stratification.

De telles formes sont assez fréquentes dans le Jura méridional. Elles existent aussi sur les plateaux où la surface recoupe bien souvent la pente des couches, et on en observe des exemples sur le plateau de Lons-le-Saunier, à Besain ou au Retour-de-la-Chasse, près de Nogna ; Mais les roches s'élèvent très peu au-dessus du sol (15 à 20 centimètres le plus souvent) ; les affleurements sont loin d'être continus et fréquemment ne donnent que des pointements apparaissant tous les trois ou quatre mètres. De plus, de vastes régions semblent en être complètement privées et on ne les rencontre guère sur les plateaux autour d'Ornans.

Ces accidents sont bien différents des amorces de lapiés que nous décrivions tout à l'heure. On peut se demander pourtant si l'on ne passe pas des unes aux autres par une évolution normale. Les affleurements rocheux des landes de Besain ou de Nogna ressemblent beaucoup à des

(1) En particulier autour du village de La Latette.

(2) On trouve cependant, entre Songeson et Chevrotaine, sur le plateau de Champagnole, un lapiaz plus marqué, quoique très jeune encore. Il s'agit de roches séquaniennes qui présentent de larges dalles dénudées, à peine inclinées vers le Nord. Des crevasses assez espacées, larges au maximum de 40 centimètres, en général bien plus étroites, et profondes de plus d'un mètre, les parcourent, alignées à peu près suivant la pente. C'est le lapiaz en formation le plus net que nous ayons rencontré dans le Jura.

lapiés séniles. L'enfouissement dans la terra rossa, l'irrégularité des pointements rocheux, sont bien les traits caractéristiques d'un lapiaz dégradé (1).

Et ce qui nous autorise à le penser, c'est qu'on rencontre aussi dans le Jura, à Andelot, un véritable lapiaz sénile. Des crevasses profondes de plusieurs mètres et larges souvent de 50 centimètres à 1 mètre s'entre-croisent, et la coupe offerte par la tranchée du chemin de fer, sur la ligne de Champagnole, ou par une excavation le long de la route du village à la gare représente des lapiés typiques. Le nombre et la dimension des crevasses prouvent la sénilité ; mais, de plus, presque toutes ces crevasses sont abondamment garnies de terra rossa et la surface du sol ne donnerait certainement pas l'impression de lapiés aussi nets si l'on n'en découvrait la structure dans le sous-sol.

Voilà bien une forme à rapprocher de celles que nous avons décrites plus haut, pour former le dernier terme de l'évolution des lapiés dans le Jura. Le premier terme en serait donné par les embryons de lapiés dont nous avions parlé auparavant.

Mais il faut admettre en outre que l'histoire des lapiés dans le Jura ne fut pas un développement continu, sinon l'absence presque complète de toutes les formes intermédiaires serait inexplicable. On voit mal d'ailleurs comment les lapiés rudimentaires observés aujourd'hui en de très rares points pourraient aboutir à d'aussi vastes lapiaz. Nous pouvons donc supposer qu'une première évolution, placée dans des conditions beaucoup plus favorables, aboutit à des lapiés séniles et que de nouveaux lapiés essaient aujourd'hui, assez péniblement, de se développer dans des conditions beaucoup moins favorables.

Or, les études récentes sur les lapiés insistent parmi les circonstances favorables sur le rôle de l'enneigement ; c'est ainsi que s'expliqueraient, par exemple, les magnifiques champs de lapiés des Alpes.

Mais, pendant l'époque glaciaire, le Jura s'est trouvé, à deux reprises au moins, dans des conditions semblables à celles des Alpes actuelles et il semble légitime d'attribuer à cette époque le grand développement des lapiés du Jura, suivant l'hypothèse d'Emm. de Martonne (2).

Il faut préciser ces influences de l'époque glaciaire.

Si les Alpes furent tout entières recouvertes par les glaciations quaternaires, il n'en fut pas de même pour le Jura. Et aujourd'hui les vestiges de lapiés dans le Jura dépendent de la répartition des anciens glaciers.

(1) J. Cvijic. *The evolution of lapies*, **44**.
A. Cholley. *Le Parmelan*, **37**.
Cf. du même auteur *Les Préalpes de Savoie*, **39**, p. 143.

(2) *Traité de géographie physique*, **117**, p. 657.

L'enneigement abondant de l'époque glaciaire n'entre pas seul en effet en ligne de compte. L'Est du plateau d'Ornans, si l'on considère l'altitude et l'exposition, dut recevoir plus de neige que le plateau de Lons-le-Saunier, et pourtant les lapiés ne s'y rencontrent pas. On ne les trouve guère que sur les terrains autrefois parcourus par les glaciers. La remarque vaut pour tout le Jura. Les lapiés sont plus abondants sur le Jura méridional labouré par les glaces que sur les plateaux, et, dans le Jura méridional, à égalité d'altitude, l'avantage reste aux régions parcourues par les glaciers ; le contraste est frappant à cet égard entre le bassin d'Hautecour dans le Revermont, encore encombré de moraines et le bassin tout voisin de Drom qui fut autrefois épargné par les glaciers (1).

L'action glaciaire dut préparer la *lapiézation*. Même pour des formes aussi spéciales que celles décrites plus haut, il faut, en effet, que la roche s'offre à nu. Un karst couvert présente, sans doute, des inégalités de résistance à l'érosion sous la couche de terra rossa ; mais, dans les conditions actuelles, ces inégalités ne se traduiront probablement jamais à la surface ; les eaux continuent à s'infiltrer à travers la terra rossa et n'ont aucune raison d'entraîner ce manteau, à moins d'averses torrentielles. Les glaciers, par contre, durent racler la surface et entraîner la terre meuble. La roche fut ainsi préparée pour la période suivante où le glacier s'était déjà retiré, mais où l'enneigement restait considérable.

Cela suffit à expliquer le faible développement des lapiés sur les plateaux du Jura. Ceux-ci échappèrent en grande partie à l'invasion des glaces quaternaires ; les plateaux mêmes qui la subirent ne reçurent que des glaciers en fin de course ; l'action mécanique y était faible si on la compare au frottement exercé sur certains plateaux alpins.

Il en résulte que les lapiés dont nous observons aujourd'hui les restes ne remontent pas au delà de l'époque glaciaire, pour le Jura tout au moins.

Ils évoluèrent, en effet, très rapidement. Les lapiés doivent être considérés comme une forme fragile (2). Dans nos régions de fortes précipitations, il se forme un manteau de terra rossa dans lequel les lapiés sont rapidement enfouis. Nous voyons, par exemple, que, sur le Parmelan, les lapiés évoluent très vite et qu'ils se brisent puis se décomposent de

(1) Sur la localisation des champs de lapiés dans les régions glaciaires cf. F. RATZEL. *Karrenfelder im Jura*, **142**, p. 261.

(2) A. PENCK donne comme exemple de la rapidité de leur formation les lapiés observés en 1919 sur des surfaces de gypse découvertes seulement en 1914 et qui, par conséquent, dataient de cinq ans. *Das unterirdische Karstphänomen*, **184**, p. 178.

telle façon que leurs formes sont bientôt oblitérées (1). Et encore nous avons affaire sur le Parmelan à des calcaires urgoniens, particulièrement résistants. L'évolution fut infiniment plus rapide dans les calcaires du Jura ; les débris de lapiés n'ont pu s'y conserver qu'en profitant de l'inégalité de résistance des roches ; aussi ne se présentent-ils plus guère que sous la forme de crêts monoclinaux formés par les couches les plus dures et non de sculptures en pleine roche. S'il y eut des lapiés authentiques, ils ont aujourd'hui disparu, aveuglés par la terra rossa et ainsi s'effaça le champ de lapiés de type alpin.

Il formait la première série de formes, toutes séniles aujourd'hui ; les circonstances beaucoup moins favorables qui se rencontrent depuis l'époque glaciaire n'ont guère permis que le développement de formes rudimentaires, bien différentes des premières.

Dans un cas comme dans l'autre, les lapiés jurassiens représentent des formes très atténuées. S'ils n'ont pas encore complètement disparu du paysage, les lapiés semblent du moins avoir cessé depuis longtemps d'exercer une influence quelconque sur l'évolution de ce paysage.

III. — *Dolines*

Les dolines sont l'élément essentiel du paysage karstique dans le Jura et elles doivent être étudiées en détail (2).

Répartition des dolines

On les trouve à peu près partout à la surface des plateaux ou des chaînes qui surmontent ces plateaux.

Elles sont particulièrement nombreuses sur les plateaux du Doubs. La région entre Vercel, Pierrefontaine et Ornans a pu être très justement comparée à ce point de vue à une véritable écumoire. Mais on les retrouve aussi presque partout ailleurs, lorsque des alluvions fluviales ou glaciaires n'ont pas recouvert la surface du calcaire.

(1) A. Cholley. *Evolution du relief karstique du Parmelan*, **37**. L'auteur parle de karst arrêté dans sa jeunesse ; nous nous demandons s'il ne vaudrait pas mieux parler de karst ayant atteint très vite le caractère sénile.

(2) Pour ce chapitre sur les dolines, consulter J. Cvijic. *Das Karstphänomen*, **40**, qui est l'étude la plus précise de ces formes (p. 225-399).

O. Marinelli, tout en reproduisant un assez grand nombre de dolines dans son Atlas, ne leur accorde qu'une importance secondaire.

Par contre, A. Grund en fait l'élément essentiel de la morphologie karstique ; il observe que l'on a trop souvent étudié soit des formes insignifiantes (lapiés), soit des formes souterraines sans grand rapport avec la surface ; on ne peut comprendre le terrain que par l'évolution des dolines.

Elles se rencontrent à peu près dans tous les calcaires ; cependant les calcaires bathoniens et rauraciens en sont particulièrement riches.

On trouve même des dolines dans les marnes ; mais elles ne doivent pas nous faire illusion ; le calcaire, dans ce cas, est toujours à une très faible profondeur. C'est ce qu'on observe, en particulier, dans la région de Boujailles, au Nord de Nozeroy.

Ces dolines appartiennent aux phénomènes karstiques « sous-jacents ». La faible épaisseur des marnes a permis l'infiltration des eaux jusqu'au calcaire et la dissolution de ce calcaire. La couverture superficielle reproduit les cavités du calcaire, et il faut noter d'ailleurs que les dolines ont toujours, dans ce cas, un caractère extrêmement émoussé. On pourrait les rapprocher des dolines observées par A. Penck dans l'Europe centrale (1).

Il ne semble pas possible de donner, dans la distribution des dolines, une importance quelconque à l'altitude absolue. On en trouve également, en effet, dans les plaines au pied du Jura, à moins de 300 mètres, sur les plateaux en arrière de Besançon, entre 350 et 400 mètres et sur les hauts plateaux de Nozeroy, à 800 ou 900 mètres.

En réalité, la distribution des dolines dépend surtout de la répartition des formes du terrain.

1° *Sur les plateaux.* — Sur les plateaux à pente très faible, l'eau séjourne plus longtemps sans s'écouler, et des dolines peuvent se former en n'importe quel point. Il suffit d'un accident de faible importance, cavité, fente, crevasse pour en déterminer la formation. Et une fois la doline amorcée, l'eau s'y rassemble naturellement, continuant le travail commencé (2).

On pourrait donc, dans une certaine mesure, comparer la formation d'une doline à celle d'une dune. De même que la dune doit son origine à un faible relief qu'elle exagère et recouvre, et qu'elle progresse ensuite automatiquement, de même la doline est causée par quelque cavité accidentelle, qu'elle englobe, et se poursuit ensuite d'elle-même, en vertu de la configuration qu'elle a créée.

Dans ces conditions, il est impossible de proposer une loi pour la répartition des dolines sur les plateaux.

(1) A. Penck. *Das unterirdische Karstphänomen*, 134.

(2) L'accident qui donne naissance à ces dolines peut être un simple arbuste. On rencontre souvent, en effet, sur les plateaux et, plus encore, sur les sommets, des prairies que ne semble accidenter aucune doline ; seuls, de place en place, quelques petits arbres viennent rompre la monotonie du paysage. En s'approchant, on remarque que ces arbres occupent exactement le centre de petites cavités qui sont de véritables dolines, à parois rocheuses le plus souvent. C'est l'acide humique qui, en activant la décomposition des calcaires, a creusé autour des arbustes ces petites cavités. Inversement, d'ailleurs, des arbustes ou des buissons s'établissent dans les creux plus humides et plus décomposés, et les deux phénomènes réagissent souvent l'un sur l'autre.

2° *Sur les pentes.* — Mais, en terrain accidenté, les dolines se trouvent presque toujours au bas des pentes. C'est là un fait absolument général, qui, jusqu'ici, n'a pas été suffisamment mis en lumière (1). En voici quelques exemples :

a) Les dolines n'apparaissent presque jamais aux points hauts. Sur une chaîne, on ne trouve de dolines le long de la ligne de faîte que sur les cols (2).

S'il s'agit d'une surface d'érosion, il n'y a jamais de dolines sur les monadnocks.

b) Si la pente est interrompue par un replat, il est normal d'y trouver une doline, et, parfois, la doline occupe toute l'étendue du replat.

Tel est le cas, par exemple, de la pente Ouest dans la vallée sèche au Nord-Est de Trépot (Fig. 67). L'existence du replat est soulignée par le niveau d'érosion qui lui fait vis-à-vis de l'autre côté de la vallée, à la même altitude de 560 mètres (3).

c) Dans le cas d'un replat formant éperon le long d'une pente, les dolines n'apparaissent jamais à l'extrémité du pédoncule formé par le replat, mais toujours à la racine du pédoncule. Et cela accentue encore l'ensellement classique à la base du pédoncule.

3° *Dans les vallées.* — Une conséquence de la formation des dolines au bas des pentes, c'est que les vallées, et particulièrement les vallées sèches, moins encombrées d'alluvions, seront des emplacements tout désignés de dolines (4).

Il est des cas où ces vallées sont à peine marquées, et où cependant les dolines permettent de les reconstituer. C'est ce qui arrive pour les cascades de dolines situées le long d'une pente les unes en dessous des autres. La forme même de la vallée sèche est ici à peu près complètement masquée par le développement des dolines qui l'ont absorbée et se sont substituées à elle. Mais cet étagement de dolines a une cause commune dans l'existence d'un ruissellement plus intense à cet endroit, c'est-à-dire, en somme, dans une vallée embryonnaire.

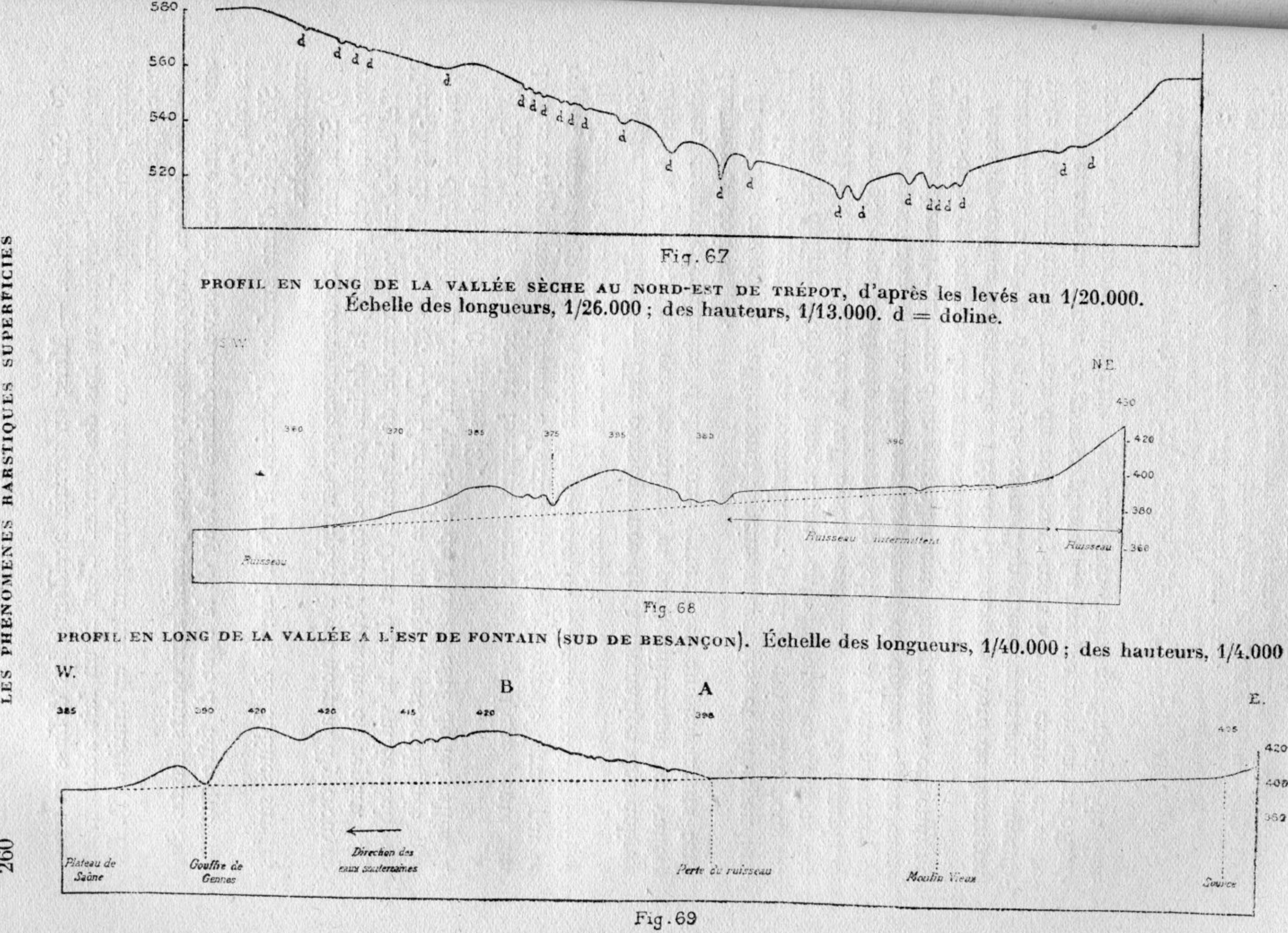
Ainsi les dolines en cascade à l'Est de Chalezeule (Nord de Besançon) marquent, à n'en pas douter, le cours d'un ancien ruisseau. Il ne subsiste d'ailleurs aucune trace du ruisseau ; mais il a dû exister et se retrouve encore en temps de grosses pluies. La preuve nous en est offerte par une disposition semblable, pas bien loin de là, au Sud-Est de Cha-

(1) O. Marinelli, **107** (planche XIV, carton 8), reproduit également des dolines qui se localisent dans les régions les plus basses.

(2) Cf. G. Chabot. *Le Revermont*, **29**. Planche hors-texte.

(3) Cf. A. Allix. *La morphologie glaciaire en Vercors*, **1**, p. 10. La vallée de l'Achard dont est reproduit le profil en long présente, de même, des dolines à chaque gradin.

(4) Cf. Emm. de Martonne. *Le massif du Bihar*, **120**, p. 330.



PROFIL EN LONG DE LA VALLÉE SÈCHE AU NORD-EST DE TRÉPOT, d'après les levés au 1/20.000. Échelle des longueurs, 1/26.000 ; des hauteurs, 1/13.000. d = doline.

PROFIL EN LONG DE LA VALLÉE A L'EST DE FONTAIN (SUD DE BESANÇON). Échelle des longueurs, 1/40.000 ; des hauteurs, 1/4.000

PROFIL EN LONG DU RUISSEAU DU MOULIN VIEUX PRÈS DE NANCRAY. Échelle des longueurs, 1/40.000 ; des hauteurs, 1/4.000

lèze. C'est la même cascade de dolines, mais se terminant cette fois par une vallée sèche.

Certaines de ces dolines de vallées sèches se trouvent sur le bord de la vallée, au pied des pentes. Elles ne manqueront pas de modifier les versants, en les rendant plus raides, et finiront par étendre la vallée dans le sens transversal.

Toutes les dolines ne se trouvent pas cependant rejetées sur le côté. Un très grand nombre s'alignent au fond de la vallée, et jalonnent le thalweg. Et ce sont elles qui jouent, dans l'évolution des vallées sèches, le rôle le plus considérable (1).

La vallée sèche à l'Ouest de l'Hôpital-du-Gros-Bois donne ainsi un excellent exemple de dolines régulièrement alignées au fond du thalweg de l'amont vers l'aval.

La plupart de ces cavités sont dues, en dernière analyse, à l'action indirecte du ruissellement qui concentre les eaux au fond de la vallée, et c'est la forme du terrain qui reste la circonstance la plus importante, de même que la corrosion reste bien l'agent essentiel.

Cependant le rapprochement avec les gouffres peut nous permettre de comprendre certaines particularités. La doline, drainant les eaux vers le sous-sol par des fissures très étroites et encombrées de terra rossa, forme en quelque sorte la menue monnaie des grouffres.

Certaines dolines jouent déjà, dans une certaine mesure, le rôle de gouffres : ce sont celles qui alimentent directement les cours d'eau souterrains. C'est un fait à peu près constant que, dans le paysage karstique, la vallée sèche se prolonge vers l'amont par quelques dolines. Celles-ci jouent le rôle de bassin de réception par rapport au cours d'eau devenu souterrain. Dolines, vallée sèche, et, plus en aval, vallée normale sont alors les trois termes qui jalonnent, à la surface, l'écoulement des eaux.

Certaines dolines de fonds de vallées sont plus probantes encore à cet égard.

Elles sont relativement profondes et, si nous faisons passer une courbe par le fond de chacune d'elles, nous obtenons un profil qui prolonge celui des vallées voisines. Tel est le cas, par exemple, dans la vallée sèche à l'Est de Fontain (Fig. 68).

En vérité, ces dolines jouent déjà le rôle de gouffres et sont intermédiaires entre les dolines ordinaires et les gouffres proprement dits.

(1) C'est grâce à elles, en particulier, que les profils en long de vallées sèches finissent souvent par prendre une forme concave, déprimée au centre et se relevant vers l'amont et l'aval. Le ruissellement tend, en effet, à concentrer les eaux vers l'aval, tandis que l'infiltration les appauvrit, au contraire, de plus en plus. Il y aura alors un point de concentration maximum déterminé par la lutte de ces deux influences, et c'est en ce point que la corrosion sera le plus active.

Elles appartiennent bien aux dolines par la forme d'entonnoir évasé contrastant avec la forme de puits des gouffres ; mais, d'autre part, leur profondeur, le fait qu'elles tendent à se rapprocher des rivières souterraines, le rôle qu'elles jouent dans l'absorption des eaux en font déjà des gouffres dont le fond serait masqué par la terra rossa. Il est d'ailleurs difficile de déterminer si la doline cotée 375 dans la vallée de Fontain ou celle qui est cotée 390 dans la vallée voisine de Nancray (Fig. 69) doivent être classées parmi les dolines ou les gouffres.

C'est à ces dolines que l'on fait d'ordinaire appel pour appuyer la théorie de la formation des dolines par effondrement. Ces dolines jalonnent en effet le cours d'un fleuve souterrain et on en conclut qu'elles se sont formées par affaissement du plafond de la voûte.

Il semble bien impossible, en effet, d'exclure dans certains cas l'hypothèse de l'effondrement (1).

Elle est particulièrement justifiée par le fait que ces dolines se rencontrent très fréquemment dans les placages peu épais d'oxfordien. Or nous constatons que sur les plateaux l'oxfordien marneux se prête mal à la formation des dolines de corrosion et que celles-ci y prennent une forme extrêmement évasée, avec une profondeur très faible par rapport au diamètre. Il s'agit ici, au contraire, de dolines extrêmement profondes, situées dans les marnes ; on peut en conclure que les marnes se sont effondrées parce que le sous-sol s'est dérobé. Aux cavités creusées par corrosion dans le sous-sol calcaire des plateaux correspond une légère dépression du sol marneux ; aux brusques effondrements du sous-sol au-dessus de vallées souterraines correspond, au contraire, dans les marnes de la surface une cavité profonde.

Ainsi pourrait se résoudre la querelle entre les partisans de l'effondrement et les partisans de la corrosion pour l'origine des dolines. Les partisans de l'effondrement ont, le plus souvent, en effet, donné comme exemples des dolines de vallées, et les dolines tendent ici vers la forme de gouffres ; mais leur caractère particulier prouve qu'on ne saurait les choisir comme types.

Plus la communication entre le sol et le sous-sol est facile, moins les eaux séjournent longtemps à la surface et plus l'érosion mécanique tend à se substituer à la corrosion, plus la doline tend à devenir un gouffre.

Le rapport entre les gouffres et les dolines apparaît sur la Fig. 70 qui reproduit le profil de la tête du ravin de Plénisette (Ouest de Nozeroy). Autour du trou où s'engouffre le petit ruisseau apparaît un léger tasse-

(1) Tel est le cas des dolines du Jura dôlois étudiées par E. Bourgeat et qui auraient été produites par effondrements. Il s'agit de quelques dolines « manifestement alignées suivant des cours d'eau souterrains » et qui appartiennent à la catégorie des dolines de vallées (*Les dolines et les vallées sèches du Jura dôlois*, **18**, p. 37).

ment, d'un mètre de diamètre environ, qui est bien dû à un effondrement ; par contre, plus en aval, bien qu'elles jalonnent un cours d'eau souterrain, ce sont de véritables dolines qui séparent le petit gouffre du ravin.

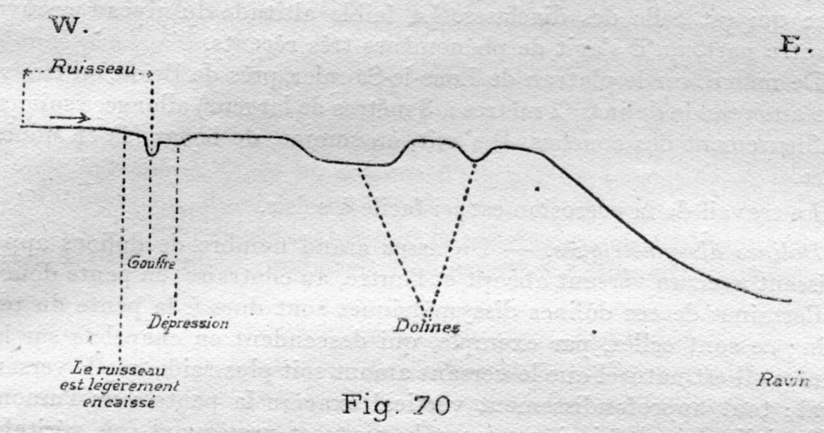


Fig. 70

PROFIL EN LONG DE LA TÊTE DU RAVIN DE PLÉNISETTE PRÈS NOZEROY.
Échelle approximative, 1/300.

De l'étude de la localisation des dolines nous pourrons donc retenir que si la corrosion reste bien l'agent essentiel dans leur formation (1), le ruissellement garde toute son importance dans leur localisation. C'est lui qui amène les eaux atmosphériques à pied d'œuvre, et, dans les régions où il est intense, les dolines s'organisent sous son influence.

Les formes des dolines et leur origine

Les formes des dolines sont extrêmement variées ; nous n'entreprendrons point de toutes les analyser ni de les classer. Mais ayant observé attentivement toutes celles que nous avons rencontrées sur les plateaux, nous voudrions résumer les conclusions que l'on peut tirer sur leur origine.

Dolines allongées. — Les dolines sont en général plus ou moins grossièrement circulaires ; il leur arrive cependant de prendre la forme allongée, et l'on rencontre souvent sur les plateaux de petites excavations, aux parois plus ou moins rocheuses, qui représentent de petites dolines en formation ; c'est sans doute la crevasse, autour de laquelle

(1) Cf. O. Marinelli. *Atlante*, **107**, pl. XIV.

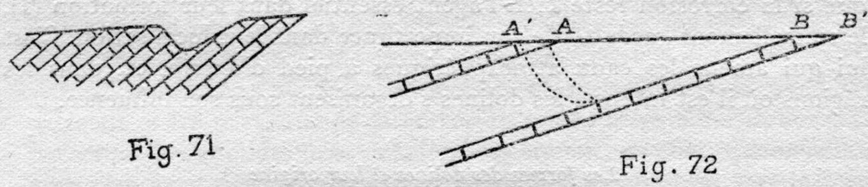
s'exerce la corrosion, qui imprime encore sa forme. Les dolines des environs de Pirey, dans le bajocien, à un niveau relativement bas (300 mètres-320 mètres) sont toutes alignées suivant deux directions rectangulaires dans lesquelles il est facile de reconnaître la direction Sud-Ouest-Nord-Est des affleurements de couches de terrains et la direction perpendiculaire qui est celle des diaclases. La faible altitude du niveau prouve, d'autre part, qu'il s'agit de phénomènes très récents.

De même, sur le plateau de Lons-le-Saunier, près de Briod, on trouve des amorces de dolines (2 mètres à 3 mètres de largeur) allongées suivant l'affleurement des couches. Il s'agit, en somme, de bogaz (1) en miniature.

Le travail de la corrosion est ici facile à saisir.

Dolines dissymétriques. — Un assez grand nombre de dolines apparaissent avec un versant abrupt et l'autre, au contraire, en pente douce.

Certaines de ces dolines dissymétriques sont dues à la pente du terrain ; ce sont celles, par exemple, qui descendent en chapelets sur les pentes. Il est naturel que le versant amont soit plus raide que le versant aval ; tout approfondissement vertical exagère la pente vers l'amont, et la doline recule ainsi, rongeant la pente et pratiquant une véritable érosion régressive, d'ailleurs très lente. Ce sont ces dolines que font apparaître les brusques rentrants des courbes de niveau sur les cartes à grande échelle.



DOLINE DISSYMÉTRIQUE ET SCHÉMA DE SA FORMATION,
AA' BB' : couches de calcaire plus dur.
AB : couche de calcaire plus tendre.

Souvent aussi, les dolines dissymétriques sont dues à la pente des couches ; sur les surfaces d'érosion des plateaux, qui recoupent les couches de calcaires, les dolines se forment suivant un axe oblique à la stratification. D'où la forme, raide du côté vers lequel penchent les couches, beaucoup plus douce sur le versant opposé (Fig. 71).

Ce n'est pas sans analogie avec ce que nous avons observé pour les lapiés ; mais il s'agit ici d'un accident beaucoup plus limité en largeur

(1) V. Appendice.

et plus profond. Tandis que le lapié se traduit par l'affleurement plus ou moins continu de roches hautes de 40 à 50 centimètres sur plusieurs centaines de mètres, nous avons ici, sur quelques mètres de largeur, une profondeur de 2 à 3 mètres et la doline prend ainsi grossièrement la forme d'un van. Tel est le cas, par exemple, sur le plateau de Lons-le-Saunier où la surface trouée de dolines affecte à peu près le profil donné par la Fig. 73.

Cette forme de dolines est impossible à expliquer par l'hypothèse de l'effondrement. Il faudrait admettre en effet : 1° la présence ancienne d'une grotte qui serait semblable (au sens géométrique du mot) à la doline actuelle et située au-dessous d'elle ; 2° la formation, à la suite d'effondrement, d'une cavité rigoureusement pareille à cette grotte, tandis qu'il est vraisemblable que le glissement des matériaux consécutif à l'éboulement produirait simplement un trou circulaire.

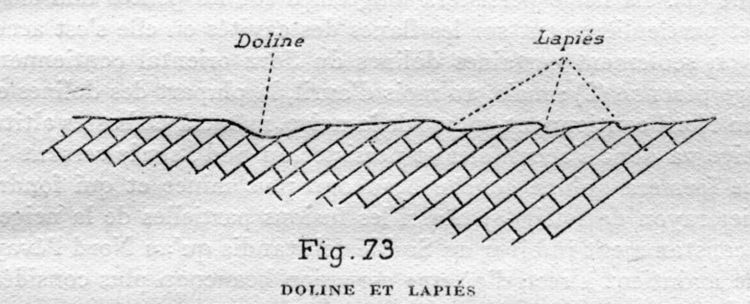


Fig. 73

DOLINE ET LAPIÉS

Au contraire, on comprend parfaitement que la décomposition profite des différences dans la nature du calcaire et s'exerce de préférence sur une couche moins résistante ; elle est alors limitée à la surface par les limites d'affleurement de cette couche en A et B, en profondeur par le dos B C d'une couche plus dure. Sans doute, même, creusera-t-elle sous la couche A A' jusqu'en A C, et elle préparera ainsi l'éboulement d'A A', petit éboulement local de faible amplitude qui déterminera la raideur de la pente de ce côté. Cet éboulement très limité ne nous empêchera cependant pas de dire que la formation de la doline est due à la dissolution. Et c'est ainsi que non seulement le versant est plus raide du côté de A que du côté de B, mais qu'il est rocheux du côté de A et garni de terra rossa du côté de B (Fig. 72).

Mais ce n'est pas seulement dans le cas de dolines obliques à la stratification que nous observons ces formes dissymétriques.

Il arrive aussi que sans aucune raison de structure toutes les dolines d'une même région présentent un escarpement rocheux du même côté, tandis que le versant opposé monte en pente douce.

Un examen plus approfondi nous montre qu'en pareil cas le versant le plus raide est toujours opposé au Nord ou à l'Est tandis que le versant doucement incliné est opposé au Sud ou à l'Ouest. C'est une manifestation de l'*adret* et de l'*hubac*.

Tel est le cas des dolines rocheuses, au Sud du Bois le Mont, à l'Ouest de Trépot. De même, les dolines à l'Ouest de Montrond-du-Doubs sont toutes en pente plus raide au Sud-Ouest (Fig. 74). Celles de la forêt de Chailluz, au pied même du Jura, sont encore plus caractéristiques.

On ne peut guère expliquer cette influence de l'orientation par la simple action de l'eau. La différence d'évaporation, réelle sans doute, ne doit pas être bien importante. Mais il ne faut pas oublier que l'enneigement est considérable sur tous les plateaux du Jura pendant l'hiver, saison de fortes précipitations, qu'il est d'autant plus considérable et dure d'autant plus longtemps que les plateaux sont à une plus grande altitude (1). La neige persistera longtemps sur les pentes non ensoleillées, et particulièrement sur les flancs des cavités où elle s'est accumulée. Non seulement certaines dolines du Jura oriental contiennent de la neige pérenne (2) ; mais, au mois d'avril, la plupart des dolines exposées au Nord contiennent encore de la neige, même à de basses altitudes. La neige va donc s'accumuler et persister au Sud ; sur le versant Nord, elle ne formera qu'une couche beaucoup plus mince et qui fondra au premier rayon de soleil (3). Aussi les fusions partielles de la neige doivent constamment imbiber au Sud le sol, tandis qu'au Nord l'évaporation le maintient à sec ; d'où une corrosion beaucoup plus considérable au Sud.

De pareilles formes de dolines dissymétriques sous l'influence de l'orientation ont été déjà décrites ailleurs. Day avait observé dans le Liban des dolines dont la pente était plus raide à l'Ouest, et qui étaient garnies de neige presque tout l'été, ce qui montre bien que le recul du versant a lieu pendant la durée même de la nivation (4).

(1) Cf. F. Machatschek. *Der Schweizer Jura*, **102**, p. 128. Il faut tenir compte aussi de l'enneigement aux époques glaciaires où la forêt de Chailluz avec ses 250 mètres d'altitude dut avoir un régime climatique voisin du régime actuel du plateau de Nozeroy.

(2) E. Fournier. *Les grottes*, **72**. « Au Colomby de Gex, mentionnons un petit abri, dont le creusement est dû en grande partie à la fusion d'un culot de neige accumulé dans une dépression et qui persiste pendant une grande partie de l'année ». (p. 145).

(3) Sur ce mécanisme voir Emm. de Martonne. *Du rôle de l'enneigement*, **121** ; Cf. aussi O. Marinelli. *Atlante*, **107**, pl. XIV, carton 8.

(4) J. Cvijic, qui rapporte le fait, décrit de façon précise des formes qui semblent à première vue analogues, mais qui sont cependant bien différentes en réalité. « Les parois abruptes sont situées de préférence sur les côtes Ouest et Nord-Ouest des dolines... La neige persiste plus longtemps sur le côté placé à l'ombre ; elle fond et l'eau s'infiltre sur le côté ensoleillé dont le sous-sol se creuse. Et ainsi se forme au

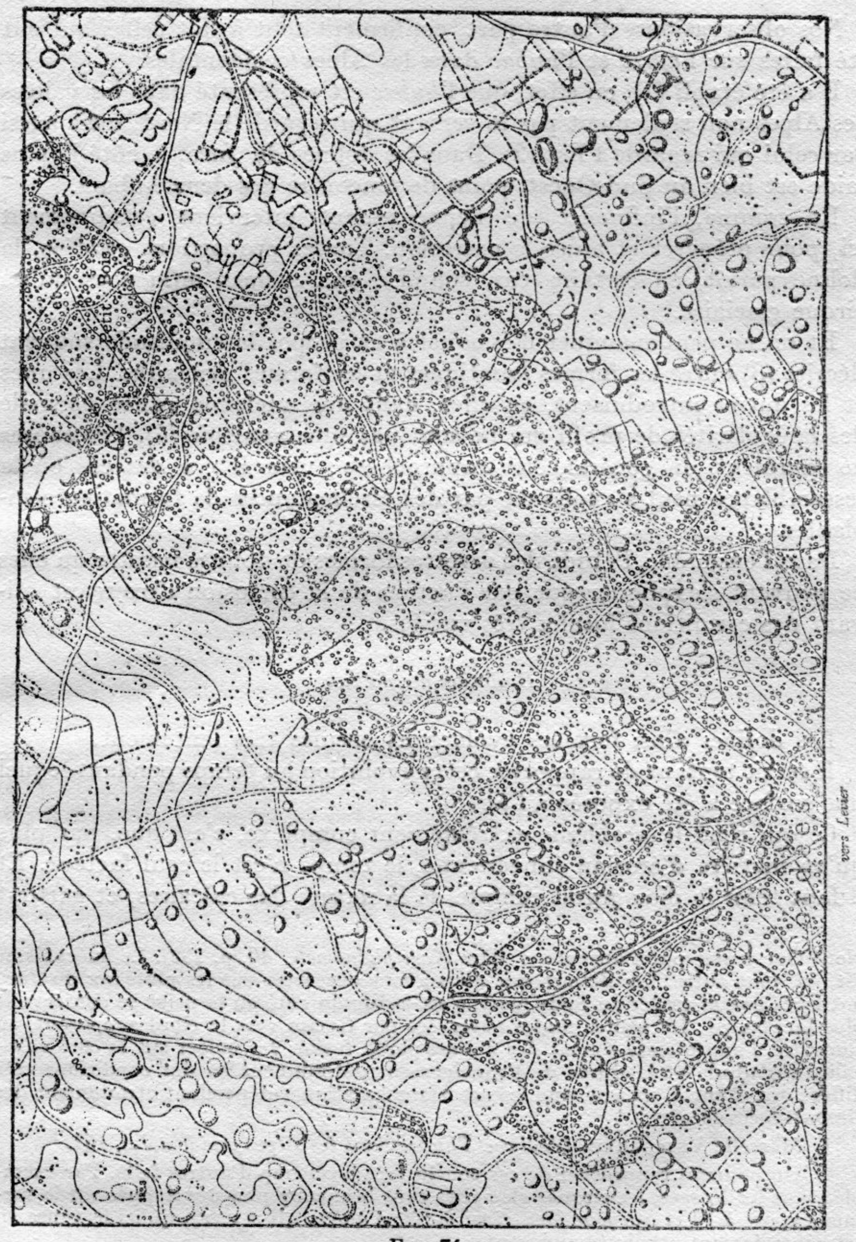


Fig. 74

CHAMP DE DOLINES A L'OUEST DE MONTROND.

Levé au 1/20.000, publié par le Service géographique de l'Armée (Région de Besançon, feuille 272).

Le Nord est à gauche.

Nos observations, d'autre part, confirment tout à fait celles qui ont été faites sur l'*adret* et l'*hubac* dans les Alpes occidentales.

Il a été établi (1), en effet, que l'*hubac* est représenté dans les vallées des Alpes non seulement par le versant qui regarde le Nord, mais aussi par celui qui regarde l'Est (2). Dans les dolines du Jura, le côté le plus raide est bien au Sud-Ouest, point de rencontre des deux hubacs.

En somme, l'influence de l'enneigement intervient certainement ici, pour préparer et aider la corrosion. Toutes proportions gardées, la doline paraît, en certains cas, soumise aux mêmes influences qu'un cirque glaciaire.

Et on ne peut manquer d'évoquer à ce propos la similitude souvent décrite (3) entre les formes karstiques et les formes glaciaires. Les unes et les autres introduisent, en effet, dans une ancienne vallée normale des irrégularités de profil qui ne sont pas sans analogie (4). Les causes ne sauraient, en général, être rapprochées ; mais il y a des cas où la ressemblance peut s'expliquer par des circonstances de formation semblables.

Dans l'ensemble, l'étude des diverses formes de dolines montre qu'elles ne peuvent s'expliquer que par l'action de la corrosion s'exerçant suivant des conditions locales très variées.

Evolution des dolines

Les dolines ainsi formées évolueront ensuite très lentement.

Il serait tentant de rapporter cette évolution au temps pendant lequel une surface a été exposée à l'air.

Ce qui rend le problème extrêmement complexe, c'est que, pas plus qu'en matière d'érosion subaérienne, le temps n'est le seul facteur. Et il faut tenir le plus grand compte de la nature des calcaires, et surtout

Nord-Ouest une paroi abrupte ». (*Das Karstphänomen*, **40**, p. 233). Le mécanisme est, ici, tout autre. Les dolines que nous avons observées sur les plateaux du Jura ont leurs pentes raides au Sud-Ouest, c'est-à-dire du côté où la neige se conserve le plus longtemps ; les pentes raides observées par Cvijic vers le Nord supposent, au contraire, l'approfondissement des dolines par la fusion des neiges sur le côté ensoleillé. L'altitude et la durée de l'enneigement déterminent ici des conditions très différentes. Tant il est vrai que les processus karstiques dépendent étroitement des circonstances locales.

(1) Marcelle Vessereau. *L'adret et l'hubac dans les Alpes occidentales*, **157**.

(2) On pourrait rapprocher de ces conclusions beaucoup d'autres faits. Par exemple, dans les Vosges, les cirques glaciaires sont beaucoup plus développés sur le versant exposé à l'Est qui *joue bien ainsi le rôle d'hubac*. (Il est vrai qu'ici la cause en est généralement attribuée aux vents).

(3) Cf. R. Perret. *Notice sur la carte au 1/20.000 de la vallée de Sales et du cirque des Fonts (Alpes calcaires du Faucigny)*, **136**, p. 58 et A. Allix. *La morphologie glaciaire en Vercors*, **1**, p. 143.

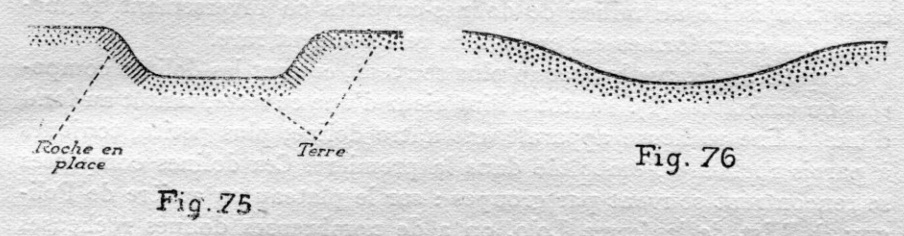
(4) V. *supra* ce qui a été dit des verrous karstiques (Chap. I).

de l'abondance et de la forme des précipitations, de la disposition des couches calcaires par rapport à la surface.

Enfin, au delà d'une certaine durée, les formes de vieillesse semblent bien difficiles à distinguer.

L'évolution des dolines fait surtout apparaître deux formes extrêmement différentes.

Tantôt les cavités sont à fond plat et à parois raides, souvent à pic, et la roche en place apparaît alors le plus souvent sur ces parois ; la coupe donne le profil (Fig. 75) évoquant grossièrement la forme d'un baquet.



DOLINES EN FORME DE BAQUET ET DE CUVETTE.

Tantôt, au contraire, les dolines ont leurs bords en pentes douces avec un fond concave et donnent l'impression d'une cuvette plus ou moins profonde dont les bords se raccordent insensiblement avec le fond (Fig. 76). La roche en place n'apparaît jamais sur les bords. La plupart des dolines de la deuxième catégorie sont moins profondes que celles de la première ; cependant, il en existe d'assez profondes qui, avec une profondeur d'une dizaine de mètres et un diamètre d'une cinquantaine de mètres, tendent déjà vers la dépression fermée.

On trouve sans doute toutes les formes intermédiaires entre la doline rocheuse et la cuvette ; mais elles sont assez rares, et la distinction est en général bien tranchée entre les deux formes.

Souvent aussi ces dolines sont groupées de telle façon qu'une région tout entière appartient à la première catégorie, tandis qu'une autre région ne contient que des dolines de la deuxième (1).

Nous pouvons citer comme régions de dolines rocheuses, aux parois à pic, le bassin d'Arc-sous-Cicon, les environs de Grange-sur-Baume (plateau de Lons-le-Saunier), le plateau de Billecul à l'Est de Nozeroy.

(1) Cf. de même O. Marinelli, **107**. Planche XIV. Sur chaque carton de la planche, les dolines apparaissent bien avec des caractères semblables pour l'ensemble du carton, ce qui laisse penser qu'il y a en effet des conditions communes à toute une région.

Nous trouvons, au contraire, des dolines en forme de cuvette entre Montrond et Molain sur le plateau de Lons-le-Saunier (ces dolines ont de 1 mètre à 6 mètres de profondeur, avec un diamètre de 15 mètres à 20 mètres) ou dans la région de Verges sur ce même plateau (dolines un peu plus petites).

Certaines régions, au contraire, présentent un mélange des deux formes. Sur le plateau de Levier, entre Levier et Septfontaines, on rencontre un grand nombre de dolines-cuvettes, assez profondes (une quinzaine de mètres) et, parmi elles, de petites dolines (2 mètres de profondeur) aux parois rocheuses.

Mais, s'il arrive souvent que l'on rencontre une doline rocheuse, exception isolée au milieu de dolines-cuvettes ou inversement, le mélange des deux formes est en somme relativement rare.

Ce que l'on trouve beaucoup plus souvent, ce sont les dolines composées ou emboîtées (1). Tantôt à l'intérieur d'une cuvette, tantôt au fond d'une doline rocheuse apparaît une autre doline, plus petite, toujours à parois rocheuses, emboîtée dans la première. Ces dolines composées se rencontrent souvent par groupes : sur le plateau en arrière de Poligny, à l'Est de la ferme Lolo, on a de nombreuses dolines rocheuses emboîtées dans le fond de dolines déjà rocheuses. De même sur les landes autour de Besain de petites dolines rocheuses apparaissent en formation au fond de dolines rocheuses profondes de 3 à 5 mètres (2).

A première vue, une interprétation de ces différentes formes de dolines semble s'imposer. On est tenté de déclarer qu'il y a là des dolines jeunes et des dolines vieilles. La raideur des formes et la présence de la roche en place dans un cas, les formes émoussées et le recouvrement végétal dans le deuxième cas semblent appeler ces dénominations. Et la présence de dolines composées, où la doline emboîtée est presque toujours de forme raide et à parois rocheuses, semble bien justifier une telle interprétation. Une doline composée serait une doline rajeunie.

Cependant les formes émoussées ne décrivent pas nécessairement de formes rocheuses. On observe souvent, en effet, des dolines qui se traduisent par une légère dépression, à peine indiquée à la surface du sol. On doit admettre qu'il y a là une doline en formation (3). Et le caractère

(1) Le terme de dolines composées ou emboîtées semble préférable à celui de dolines doubles qui peut s'entendre aussi de dolines jumelles.

(2) A. Allix (*Morphologie glaciaire en Vercors*, **1**, p. 74) donne des exemples de telles dolines emboîtées vers le Pas de Bellecombe. Mais le phénomène n'est pas aussi rare dans le Jura que dans le Vercors.
Cf. J. Cvijic. *Das Karstphänomen*, **40**, p. 251.

(3) Nous n'en avons nulle part observé de formes plus nettes que dans une prairie située à l'Ouest de la route d'Onglières, à Mournans (Ouest de Nozeroy). Quatre

à peine marqué de la dépression interdit de penser qu'il y ait eu là autrefois une doline à formes plus raides et à parois rocheuses. Il y a donc des dolines encore toutes jeunes qui présentent cette forme de cuvette. La quantité de terra rossa dans le fond de ces dolines à peine marquées est très faible, comme il est naturel pour des dolines jeunes, et souvent moindre qu'au fond de la plupart des dolines rocheuses. Seule la faible inclinaison des pentes y retient la végétation.

Toutes les dolines jeunes sont donc loin de se ressembler. Il y a dans leur évolution des processus différents.

Cette évolution dépendra tout d'abord des relations entre l'approfondissement de la doline et le modelé des versants.

Une doline en formation ne communique, en général, avec le sous-sol que par des fissures très étroites ; elle s'approfondit très lentement, et s'étend en largeur au moins aussi rapidement ; le modelé des versants suit l'approfondissement. Nous trouvons des cas analogues dans les calcaires marneux où l'eau met plus longtemps à s'infiltrer et où les versants s'abaissent plus rapidement ; aussi les dolines y sont-elles toujours en pente douce (1).

Les dolines à pentes abruptes et rocheuses peuvent se former, au contraire, en profitant de fentes déjà existantes ; tantôt ce seront des joints de couches obliques à la surface ; tantôt ce seront des fissures de dolines déjà formées, qui donneront alors naissance à une doline composée. Dans chaque cas, l'approfondissement gagnera de vitesse le modelé des versants.

Cependant on ne peut expliquer ainsi le passage brusque d'une forme à une autre, le rajeunissement qui s'observe dans les dolines composées.

On peut se demander alors si ce ne sont pas les différences de conditions hydrostatiques qui déterminent ces formes différentes de dolines. Une doline qui atteint la zone constamment parcourue par les eaux doit surtout s'élargir de plus en plus. Le phénomène se rencontre dans les karsts très jeunes aussi bien que dans les karsts très évolués.

Les dolines à parois abruptes et rocheuses se forment au contraire sans être jamais ou presque inondées par les eaux.

1° Les unes se forment sur les hauteurs dès que celles-ci s'élèvent au-dessus de la surface où ruissellent les eaux. Et dans ce cas, sauf au moment de leur première jeunesse, elles sont abruptes ; 2° d'autres se forment autour de crevasses, en profitant de toutes les fissures que

petites dolines-cuvettes semblent représenter les diverses phases de formation, en partant de l'une d'entre elles qui ne mesure guère que 0 m. 10 de profondeur sur un mètre de diamètre.

(1) Il faut excepter les cas où la doline, traversant une couche marneuse peu épaisse, atteint le calcaire sous-jacent ; on en trouve des exemples sur les plateaux au Sud-Ouest de Boujailles.

à ce que les gouffres et pertes n'ont pu absorber. Tel est, par exemple, le cas du Doubs après Arçon : 300 litres en hautes eaux et 170 en basses eaux disparaissent sous terre par minute et le Doubs n'écoule ensuite que le surplus.

De même, ce sont les résurgences provenant des eaux souterraines qui alimentent les rivières. Il faut donc étudier la circulation souterraine pour comprendre la position des vallées et l'intensité de l'érosion fluviale. Elle est le régulateur de la circulation normale.

Mais, sans se borner à ces remarques très générales, il est possible de serrer le problème de plus près encore et d'établir des rapports précis entre le processus d'évolution subaérienne et le processus d'évolution souterraine. C'est ce que nous nous proposons d'étudier dans les pages suivantes.

Il nous est malheureusement impossible, dans l'état actuel de nos connaissances, d'établir exactement, pour chaque cycle d'évolution subaérienne, la situation du réseau souterrain correspondant. Aussi devons-nous nous borner à examiner les choses de façon plus grossière en montrant, dans l'ensemble, comment la circulation souterraine dépend de la circulation superficielle, soit dans le plan horizontal, soit dans le plan vertical. Si générale que soit la démonstration ainsi menée, nous croyons cependant qu'elle aboutit à des résultats positifs.

Dans le plan horizontal, c'est la formation du réseau, ce sont les relations de la carte hydrographique souterraine avec la carte hydrographique subaérienne ; dans le plan vertical, c'est l'enfoncement successif des eaux et les relations des différents niveaux souterrains avec ceux des vallées subaériennes. Cela ne veut pas dire d'ailleurs que ces deux points de vue puissent être considérés de façon absolument isolée et nous aurons parfois à passer de l'un à l'autre.

I. — *La carte de la circulation souterraine*

Rivières et nappes

Avant d'essayer d'établir une carte de la circulation souterraine, nous devons nous demander d'abord si le problème admet une solution et rechercher comment l'eau circule dans les cavités souterraines. Au cas d'une nappe continue, l'idée d'une telle carte serait évidemment absurde.

Cela nous oblige à aborder un problème qui fut l'objet de discussions passionnées, il y a une quinzaine d'années, celui de l'eau de fond (*Grundwasser*). On sait comment ce débat, qui fut précieux pour l'avancement des études karstiques, a été ouvert à la suite d'articles publiés par

A. Grund et sans doute inspirés par A. Penck. A. Grund admettait le principe, trop absolument posé au début, d'une nappe d'eau s'étendant à travers les cavités souterraines (1) ; il apporta ensuite quelques retouches, en admettant la discontinuité de la nappe (2). Dans tous les cas, c'était l'élévation ou l'abaissement de cette eau de fond qui expliquaient tous les phénomènes hydrographiques des régions calcaires. La théorie fut soutenue par N. Krebs (3) et adoptée dans la plupart des études de langue allemande qui suivirent. Par contre, elle fut violemment attaquée par toute une école qui compte notamment les spéléologues français et qui conçoit l'eau souterraine sous forme de torrents circulant dans des canaux (4). Et il faut bien dire que si la première théorie semblait la plus séduisante par son allure systématique, la plupart des faits paraissaient confirmer au contraire la seconde.

Bien que la question soit aujourd'hui à peu près jugée, nous devons, en présence de ces contradictions, chercher comment se pose, dans le Jura, la question de la *Grundwasser*.

Nous trouvons de nombreux exemples qui nous mettent en garde contre une application trop simpliste de la théorie de l'eau de fond. E. Fournier, qui explore méthodiquement toutes les cavités souterraines du Jura depuis plus de vingt-cinq ans et qui s'est spécialement occupé de la circulation des eaux, a rapporté de nombreux faits qui viennent le plus souvent à l'appui de la théorie de E.-A. Martel.

1° Existence de rivières souterraines en tout analogues aux rivières subaériennes. Ces rivières traversent sans doute des lacs, mais qui, eux-mêmes, s'écoulent par des émissaires. Ces cours d'eau ont été mis en évidence par de nombreux essais de coloration dont plusieurs ont été décisifs. Ainsi se retourne l'argument de N. Krebs qui conclut qu'il n'y a pas de fleuve parce que les expériences de coloration ne donnent rien (5).

Les nombreuses descriptions d'E. Fournier, A. Magnin, E. Maréchal (6), E. Petit-Laurent sont là-dessus concordantes. Les explorateurs rencontrent des galeries parcourues par des ruisseaux plus ou moins larges, plus ou moins profonds, mais qui ne perdent jamais l'apparence de ruisseaux, et c'est bien aussi l'impression qu'emporte tout visiteur de grottes franc-comtoises.

(1) A. Grund. *Die Karsthydrographie. Studien aus Westbosnien*, **84**. Cf. A. Penck. *Das Karstphänomen*, **133**.
(2) A. Grund. *Beitrage zur Morphologie des Dinarischen Gebirges*, 85. A. Grund. *Der geographische Zyklus im Karst*, **86**.
(3) *Neue Forschungsergebnisse zur Karsthydrographie*, **96**.
(4) E.-A. Martel. *La théorie de la Grundwasser*, **113**. Sur cette controverse v. Emm. de Martonne. *Traité de géographie physique*, **117**, p. 662.
(5) *Neue Forschungsergebnisse zur Karsthydrographie*, **96**, p. 166.
(6) *Recherches spéléologiques dans la chaîne du Jura*, **74** et **106**.

2° Existence de nombreux siphons, ce qui s'accorde mal avec le plan d'eau de fond.

Sans doute ces deux premières objections ne sont pas décisives. A. Grund lui-même admet fort bien l'existence de rivières souterraines, qui peuvent d'ailleurs être siphonnées, à condition que tout cela se passe au-dessus du plan de la « *Grundwasser* ». Mais ce plan étant fort hypothétique, il est impossible d'établir si les rivières en question passent au-dessus ou au-dessous.

3° Temps mis par les rivières souterraines à accomplir des parcours relativement peu importants. Ce temps est attesté par la durée au bout de laquelle réapparaît la fluorescéine. Il semblerait que dans le cas d'une nappe d'eau la fluorescéine dût, ou apparaître assez rapidement, ou se diluer de telle façon qu'elle ne pût réapparaître. Or, elle réapparait, en général, après des temps assez considérables. La vitesse de propagation est presque toujours inférieure à un kilomètre par jour (1). Et surtout ces temps sont, pour une même région, extrêmement inégaux, ce qui se conçoit mal dans le cas d'une nappe unique.

4° Ce qui paraît plus décisif c'est l'existence de rivières qui se croisent à des plans différents. Tel est le cas de la rivière souterraine allant de Mamirolle à la source de Grand-Saône et croisant la rivière souterraine qui se rend de Creux-sous-Roche à la source d'Arcier (2). Dans la théorie d'A. Grund, l'eau en mouvement horizontal, ou « eau de karst », étant la partie superficielle de l'eau de fond, on ne voit pas qu'il puisse exister deux plans d'eau de karst sans couche imperméable pour les séparer. Et s'il y a, au-dessus de l'eau de karst, des rivières qui n'y aboutissent pas, la théorie est fort compromise.

Cependant les plateaux du Jura montrent de nombreux exemples qui prouvent que tout ne se réduit pas à la simple circulation en canaux absolument indépendants les uns des autres.

1° E. Fournier, qui, d'autre part, se déclare d'accord avec l'ensemble des théories de E.-A. Martel, admet qu'il y a bien une altitude au-dessous de laquelle les cavités sont remplies d'eau (3). Ce n'est dans doute pas la nappe continue ; mais c'est la possibilité de définir une surface passant par la partie supérieure de toutes les nappes d'eau existantes.

2° Parfois, les expériences de coloration faites en basses eaux semblent ne rien donner ; mais la coloration apparaît au bout de quelques

(1) E. Fournier et A. Magnin. *Sur la vitesse d'écoulement des eaux souterraines*, **75**. E. Fournier. *Recherches spéléologiques*, **60**. Spelunca, mai 1903.

(2) E. Fournier. *Zone d'alimentation des sources d'Arcier et cours d'eau souterrains du « Premier plateau » du Doubs*, **60**. Spelunca, juin 1913, fig. 1.

(3) E. Fournier. *Explorations souterraines en Franche-Comté. Grottes et rivières souterraines*, **72**, p. 101.

jours, à la suite d'une crue, ce qui prouve qu'il n'y a pas seulement des rivières en circulation mais qu'il y a bien aussi de l'eau accumulée dans des dépressions ou des galeries-réservoirs.

3° Il est plus troublant encore de voir que les expériences à la fluorescéine donnent des résultats divers selon qu'elles sont faites en hautes ou en basses eaux.

Le Creux-sous-Roche, près de Saône, envoie ses eaux à Cléron en basses eaux (Source du Maine dans la vallée de la Loue) et à Arcier (sur les bords du Doubs) en grandes eaux (1).

Il ne s'agit pas là d'une seule fissure très profonde puisque les deux résurgences sont extrêmement loin l'une de l'autre. Voilà qui prouve évidemment l'existence d'un réseau de cavités dans lesquelles l'eau s'élève ou s'abaisse suivant un mouvement oscillatoire d'ensemble.

Et il semble bien que, là encore, la formule définitive à laquelle on arrive soit le compromis entre la nappe continue, explication trop schématique, et les canalisations individuelles qui ne tiennent pas compte de l'ensemble des phénomènes (2). Nous avons un système de fentes à travers lesquelles l'eau circule, s'étalant parfois jusqu'à donner un lac, se resserrant parfois en une étroite rigole, siphonnée ailleurs par-dessus un bloc compact. Il est même probable que toutes ces fentes ne sont reliées entre elles que par groupes plus ou moins étendus, suivant que l'évolution est plus ou moins avancée. Et c'est ainsi que l'on peut déterminer à la fluorescéine, dans un groupe de fentes limité, la direction d'écoulement de tel ou tel abîme.

Quant à la composition de chaque groupe, elle ne repose guère que sur des conjectures. Certains groupes doivent se borner à une crevasse unique. Il a été possible, par exemple, de suivre sur plusieurs kilomètres le tracé d'un cours d'eau souterrain sans observer de bifurcation vers des cavités voisines. Il se peut, d'autre part, que certaines cavités inaccessibles sur le bord d'une galerie soient en communication avec des grottes voisines. Et il existe des exemples reconnus de grottes qui bifurquent et vont rejoindre d'autres cavités souterraines.

Toutes ces fissures et cavités tendent donc à la formation d'un réseau unique qui se rapprocherait des conditions idéales décrites par A. Grund et J. Cvijic. Dans le Jura, elles semblent encore de formation récente. Cela est prouvé par le fait que leur capacité d'absorption est limitée. Par exemple, le Doubs, en 1906, par grande sécheresse, perdait les 3/4

(1) E. Fournier. *Sur la structure des réseaux hydrographiques souterrains*, **63**. Cf. Cap. Gérard. *Comptes rendus d'excursions géologiques faites de* 1906 *à* 1908 *dans le Jura franc-comtois sous la direction de M. le Professeur Fournier*, **76**.

(2) Cf. Emm. de Martonne. *Compte rendu du Nouveau Traité des eaux souterraines de Martel*, **122**.

de ses eaux au profit de la Loue, soit 170 litres ; mais quand le débit s'accroît, la proportion diminue et quand le Doubs a 1.000 litres de débit, il n'en perd même plus le 1/3, soit 300 litres (1).

De même, aux environs de Saône, on observe trois cavités qui jalonnent les eaux souterraines de l'amont vers l'aval. C'est d'abord le Creux-sous-Roche où viennent s'écouler les eaux du marais de Saône ; c'est, ensuite, un petit entonnoir de 5 à 6 mètres de profondeur, et, enfin, les Fosses, profondes d'une trentaine de mètres. Au moment des inondations, toutes ces cavités sont remplies d'eau ; mais « quand les eaux commencent à baisser, on observe le phénomène suivant : les Fosses se vident en quelques heures, le petit entonnoir se vide beaucoup plus lentement qu'elles, mais néanmoins beaucoup plus rapidement que le Marais ; ainsi, pendant que le Marais ne baissait que de 15 centimètres, nous avons observé un abaissement de 80 centimètres dans l'entonnoir » (2).

Il est général que les cavités du Jura soient insuffisantes pour l'eau qu'elles pourraient écouler.

Cela exclut l'idée d'un sous-sol où l'eau circulerait librement, et où toutes les fissures communiqueraient entre elles.

Il semble donc bien que nous ayons, dans le Jura, des fissures ou des groupes de fissures encore indépendants les uns des autres. On peut dès lors envisager, théoriquement au moins, une carte de la circulation souterraine.

Mais la carte complète devrait, en réalité, reproduire tout le réseau de fentes et de cavités et est impossible à établir. La seule carte possible consistera à déterminer les groupes de fentes et la direction des eaux dans chacune d'elles.

C'est cette signification qu'il faut attribuer, par exemple, au croquis de E. Fournier sur la circulation souterraine dans les environs de Besançon (3). C'est aussi dans cet esprit que nous avons tâché de reproduire grossièrement, d'après les travaux de E. Fournier, en attendant la carte à grande échelle promise par cet auteur, les principales directions souterraines des eaux sous les plateaux du Jura central (Fig. 77).

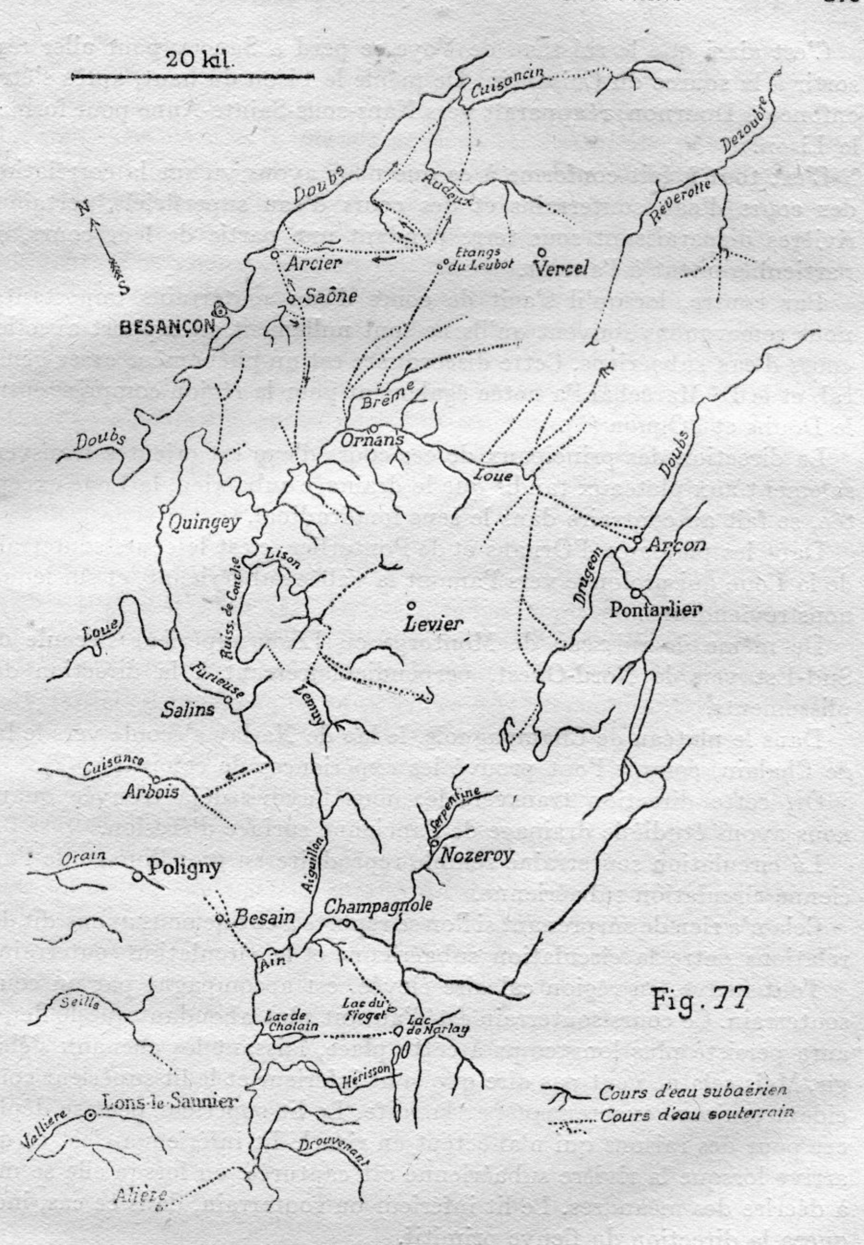
Les principales directions souterraines

Un certain nombre de rivières souterraines prolongent purement et simplement vers l'amont les rivières subaériennes existantes, ou, même, elles relient seulement deux tronçons d'une même rivière.

(1) E. Fournier. *Recherches spéléologiques*, **60** (1905-07), p. 11.

(2) E. Fournier. *Les eaux souterraines*, **73**, p. 88.

(3) E. Fournier. *Zone d'alimentation des sources d'Arcier*, **60**. Spelunca, juin **1913**, fig. 1.



LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DES PLATEAUX ET LES COURS D'EAU SOUTERRAINS

Échelle, 1/650.000.

C'est ainsi que le ruisseau de Voye se perd à Sancey pour aller ressortir à la source du Cuisancin. De même le Lison du haut, après s'être enfoncé à Dournon, réapparaît vers Nans-sous-Sainte-Anne pour former le Lison.

C'est tout à fait conforme à ce que nous avons vu sur la corrélation des cours d'eau souterrains et des cours d'eau superficiels, certaines rivières disparaissant sous terre pendant une partie de leur cours, et particulièrement à l'amont.

Par contre, lorsqu'il s'agit de cours d'eau souterrains importants, nous remarquons souvent qu'ils ne sont nullement en rapport avec les cours d'eau subaériens. Cette discordance est un phénomène assez général, et le Dr Maréchal l'a notée également pour la région comprise entre le Doubs et l'Ognon (1).

La direction des principaux de ces cours d'eau est orientée transversalement aux plateaux tandis que le drainage subaérien, la Loue exceptée, se fait au contraire dans le sens longitudinal.

Dans les plateaux d'Ornans et de Pontarlier, c'est le cours souterrain de la Loue qui prolonge vers l'amont la vallée subaérienne, et sur lequel nous reviendrons.

De même, le ruisseau de Montorge ou Lison supérieur s'écoule du Sud-Est vers le Nord-Ouest, perpendiculairement à la direction des plissements.

Dans le plateau de Champagnole, le lac de Narlay s'écoule vers le lac de Chalain, comme l'ont prouvé les expériences de coloration (2).

Or, cette direction transversale, nous l'avons déjà trouvée quand nous avons étudié le drainage de l'ancienne surface d'érosion.

La circulation souterraine semble reproduire en gros l'image de l'ancienne circulation subaérienne.

Cela n'a rien de surprenant si l'on se reporte à ce que nous avons dit des relations entre la circulation subaérienne et la circulation souterraine.

Tout fleuve, en région calcaire élevée, est accompagné par un cours souterrain. Ce cours souterrain est d'autant plus abondant que le fleuve aura persisté plus longtemps à cette place, laissant les chenaux s'élargir. Mais cela ne veut pas dire que le lit inférieur et le lit supérieur coïncident toujours exactement par la suite. Le lit supérieur peut se déplacer pour des raisons qui n'affectent en rien le lit inférieur : c'est ce qui arrive lorsque la rivière subaérienne est capturée, ou lorsqu'elle se met à décrire des méandres. Le lit inférieur ou souterrain, dans ce cas, indiquera la direction du fleuve primitif.

(1) « En résumé, le tracé des bassins souterrains est bien différent du tracé des bassins superficiels », **106**.

(2) E. Fournier et A. Magnin. *Sur la vitesse d'écoulement des eaux souterraines*, **75**.

Ainsi, les phénomènes karstiques profonds continuent à évoluer suivant l'impulsion qui leur a été donnée autrefois par des fleuves aujourd'hui disparus.

Il nous semble que la preuve peut en être cherchée dans de petits éléments de vallée sèche, dans la vallée sèche Nancray-Gennes par exemple (profil Fig. 69). Cette vallée est entaillée, après la perte du ruisseau de Nancray, dans une surface à 420 mètres d'altitude où se retrouve l'influence d'un ancien drainage orienté vers l'Ouest. Cette même vallée est inclinée cependant entre A et B vers la perte située plus à l'Est. Mais cela n'empêche pas que le drainage se fasse, grâce aux dolines et aux gouffres, vers Arcier, c'est-à-dire vers l'Ouest. Les gouffres sont tributaires du ruisseau souterrain qui a hérité de l'ancienne rivière.

C'est ce phénomène qui se reproduit en grand pour la Loue. La Loue est alimentée par des pertes du Doubs aux environs de Pontarlier, et elle occupe dans le réseau fluvial une place à part, étant précisément la seule grande rivière subaérienne dirigée Est-Ouest. Or, l'ancien cours subaérien de la Loue est encore marqué par une vallée sèche que l'on suit très nettement en aval d'Ouhans, mais que l'on peut également retrouver plus à l'Est (1). Et c'est précisément en dessous de cette vallée sèche que se trouve la Loue souterraine actuelle. Celle-ci, après avoir contourné vers Sombacourt le pli de Goux-les-Usiers, passe au puits Jardel au fond duquel sa présence a été reconnue et va enfin former en aval d'Ouhans un cours d'eau subaérien (2).

On trouverait de même des tronçons de vallée sèche entre le lac de Narlay et le lac de Chalain. Et on observe autour de Dournon, entre le Ruisseau de Lemuy et le Lison, les traces d'un drainage subaérien qui aurait suivi le sens du drainage souterrain actuel (3).

De même, le cours d'eau souterrain de Tarcenay-Mérey-sous-Montrond-la-Belle-Louise, à l'Est de Saône, semble bien être le témoin d'un cours d'eau subséquent qui se serait établi dans les marnes oxfordiennes, au pied de l'escarpement du Mont Bon, dans une position semblable à celle du Lison inférieur.

Nous pouvons donc dire que la carte du réseau souterrain reproduit, en général, un ancien réseau superficiel.

Peut-être serait-il plus juste de parler, au lieu d'un ancien réseau superficiels, d'anciens tronçons de réseaux superficiels, d'âges très divers, et certaines anomalies du réseau souterrain pourraient sans doute s'expliquer par les vicissitudes du réseau superficiel.

(1) Cf. E.-A. Martel. *Nouveau Traité des eaux souterraines*, **114**, p. 816.

(2) E. Fournier. *Le Doubs et la Loue*, **69**.
On observerait de même que la Reka souterraine suit, par dessous, la vallée sèche correspondante (E.-A. Martel. *Nouveau traité...*, **114**, p. 198, 210 et 286).

(3) V. *infra* Chap. IV, Bassins fermés.

C'est ce qui arrive probablement pour les eaux souterraines du plateau de Lons-le-Saunier. Ces eaux se dirigent, en partie au moins, vers l'Ain, comme le prouvent les expériences de coloration faites sur le plateau, en particulier aux entonnoirs d'Alièze (1). Elles devraient au contraire, aller vers l'Ouest pour répondre à l'ancien drainage Est-Ouest de l'ensemble des plateaux ; mais, en réalité, la circulation superficielle s'est déplacée autrefois sur le plateau de Lons-le-Saunier, et des cours d'eau ont dû s'y former qui se dirigeaient du Nord-Ouest vers le Sud-Est (2) et qui ont pu préparer un écoulement vers l'Ain.

Ces orientations n'ont d'ailleurs rien de définitif. Les rivières souterraines évoluent, elles aussi. Les groupes que nous venons de définir entrent souvent en contact les unes avec les autres. Il règne dans tout ce domaine souterrain, de l'avis de ceux qui l'ont le plus étudié, une grande instabilité (3).

Mais cela n'empêche pas que les directions générales subsistent. Et la carte de la circulation souterraine nous montre bien que ces directions reproduisent en grande partie la carte ancienne des cours d'eau subaériens.

II. — *Les niveaux souterrains*

La circulation souterraine a ainsi creusé un certain nombre de cavités dont nous venons de rechercher l'orientation ; mais la morphologie demandera surtout à la spéléologie si ces cavités peuvent être mises en rapport avec les niveaux d'eau extérieurs.

La formation des galeries

Toute coupe d'une grotte présente une succession de cheminées quasi-verticales et de galeries plus ou moins horizontales, s'élargissant parfois en vastes salles souterraines.

L'existence des cheminées verticales s'explique fort bien par l'influence de la pesanteur et l'existence de légères fentes que les eaux élargissent en s'infiltrant.

Par contre, où s'arrêtent les eaux dans cette descente ? Les plans de stratification ou les diaclases peuvent être invoqués pour de petits éléments horizontaux ; ils ne suffisent à expliquer les longues galeries que

(1) Cf. E. FOURNIER. *Les eaux souterraines*, **78**, p. 143.

(2) V. *infra*. Chap. IV.

(3) Dans le plateau de Lons-le-Saunier, en particulier, les rivières souterraines tendent à être captées vers la bordure Ouest (Cf. E. FOURNIER. *Gouffres*, **71**, p. 126).

si nous montrons pourquoi l'eau s'est arrêtée là, ni plus haut, ni plus bas.

Le plus souvent l'eau descend jusqu'à la couche imperméable. Et là, séjournant ou ruisselant sur cette couche imperméable, il est naturel qu'elle érode et corrode toute la base du calcaire, élargissant les plus petites fentes et finissant par donner des galeries plus ou moins ramifiées.

Tel est le cas de la grotte de Baume-les-Messieurs, de celle des Planches d'Arbois reposant sur le lias, des grottes de Balerne et de la Baume près Boujailles (1) reposant sur l'oxfordien.

On peut se demander également si certaines galeries qui ne sont pas immédiatement au-dessus de la couche imperméable n'ont pas pu être creusées au niveau de la surface supérieure des eaux qui reposent sur ces couches imperméables. C'est le cas de la grotte des Nans (source de l'Angillon) et de celle de Gévresin (2).

Toutes ces galeries sont dues à un séjour plus ou moins prolongé de l'eau retenue par les terrains imperméables ; elles ont dû, à un certain moment, se trouver au niveau des rivières subaériennes voisines ; mais elles n'ont pu les suivre dans leur enfoncement. Elles ont depuis lors continué à se développer, et cela explique qu'elles soient beaucoup plus nombreuses et plus étendues que les galeries creusées au milieu du calcaire pur. La multiplicité des niveaux marneux en favorisait d'ailleurs le développement.

Mais il y a aussi des niveaux d'eau placés assez loin de couches imperméables, et qui se raccordent avec un fond de vallée voisin. Il est clair que l'eau érodera alors plus fortement au niveau de cette vallée et creusera des galeries à cette altitude.

Sans doute, les fissures calcaires en dessous de cette altitude pourront être pleines d'eau et par conséquent sujettes à la corrosion. Mais, même en admettant qu'il y ait là une nappe d'eau plus ou moins continue (et nous avons vu que cela se bornait en général au remplissage d'un certain nombre de fissures), c'est la partie supérieure de cette nappe qui doit travailler le plus activement, parce que, là seulement, s'exercera une action mécanique et aussi parce qu'en dessous l'eau ne se renouvelle pas.

Nous aurons donc des galeries souterraines au niveau des vallées subaériennes et débouchant dans ces vallées subaériennes. Tel est le cas de nombreuses résurgences.

Les cours d'eau qui sortent de ces galeries rendent, en général, l'exploration impossible et il faut attendre pour les reconnaître qu'elles soient asséchées.

(1) Fournier. *Grottes*, 72, p. 135.

(2) Ibid., p. 134.

Cela ne peut manquer d'arriver. La vallée commandant le niveau se creuse plus profondément et assez rapidement ; il est évident que les galeries souterraines en rapport avec l'ancien niveau seront abandonnées et que l'eau recommencera à creuser de nouvelles galeries au niveau où le fond de la vallée se sera fixé (1). Chaque changement de cycle doit avoir sa répercussion sur la circulation souterraine.

En étudiant les galeries souterraines abandonnées par les eaux, nous devrions donc retrouver les niveaux d'érosion que nous avons définis dans l'étude des vallées subaériennes. Le principe a déjà été posé ; il est regrettable qu'il ne soit pas encore appliqué couramment en morphologie (2).

Nous pouvons essayer dans les plateaux du Jura de repérer quelques niveaux souterrains à travers les observations que les spéléologues nous ont livrées, et de les rapprocher de nos propres conclusions sur les niveaux subaériens.

Les principaux niveaux souterrains

Avant d'aborder l'étude des niveaux souterrains, nous devons remarquer que la pente de toutes les rivières souterraines, mesurée sur la carte, paraît extrêmement forte.

C'est ainsi que le Lison supérieur qui s'engouffre à 615 mètres à Dournon va ressortir 6 kilomètres plus loin à 400 mètres d'altitude, ce qui semble donner une pente de 35 p. 1.000. La source du Cuisancin, à 365 mètres, reçoit les eaux qui viennent du puits Fenoz près de Chasot (440 mètres d'altitude au fond) distant de 5 kilomètres, soit une pente de 15 p. 1000. La Loue souterraine, des pertes du Doubs à la source, a une pente d'environ 50 p. 1000.

Ces pentes ne correspondent pas à la réalité parce que la rivière souterraine a un cours infiniment plus complexe que nous ne le supposons. Et nous pouvons nous en faire une idée par la lenteur avec laquelle la fluorescéine chemine sur cette rivière (moins d'un kilomètre par jour).

De plus, la formation de larges galeries suppose une évolution assez avancée à laquelle doit correspondre une pente bien moins forte.

Néanmoins, cette pente apparente nous avertit que les galeries souterraines s'élèveront assez vite vers l'amont.

Il faudra donc, dans cette étude des niveaux, laisser une marge assez large, et nous ne pourrons guère tirer de conclusions certaines que des galeries situées à proximité des cours d'eau.

(1) E. Fournier en donne un exemple dans la grotte de Gondenans-les-Moulins. Examen des projets d'alimentation, **65**, p. 78.

(2) Cf. Jacoba Hol. **91**. *Beiträge zur Hydrographie der Ardennen.* Petar Iovanovitch. *L'eau dans le karst barré*, **92**.

Nous avons essayé de classer d'après les altitudes des galeries rencontrées les grottes déjà explorées. En laissant de côté toutes celles qui représentent des altitudes isolées, nous voyons apparaître deux groupes de galeries souterraines.

Premier groupe. — Il s'agit des galeries les plus basses des plateaux, qui sont autour de 320 mètres. Si l'on tient compte de l'inclinaison générale des cours d'eau souterrains, et aussi du fait que l'on trouve encore de l'eau dans certaines de ces galeries, on peut penser qu'elles sont en rapport avec le cycle actuel.

Elles sont, en général, assez peu développées et apparaissent plus encore comme des fonds de gouffres que comme des galeries proprement dites.

Tel est le cas de la grotte du Paradis, près de Mamirolle, où l'on trouve, à 200 mètres de profondeur et à l'altitude de 325 mètres environ, une longue galerie creusée dans le calcaire marneux. Les eaux de ce gouffre vont ressortir vers le Sud, au puits de la Brême (1).

Dans le puits de la Belle-Louise, au Sud-Est de Montrond, on trouve un lac à 135 mètres environ au-dessous du niveau de l'orifice, soit à 325 mètres (2).

Peut-être faut-il rattacher à ce niveau la grotte de Chenecey à l'altitude de 320 mètres avec une galerie de 300 mètres de long (3). Mais nous tendrions bien plutôt à rattacher cette grotte, qui est sur le bord même de la Loue, à un niveau plus ancien de la Loue coulant à cette altitude.

De même les grottes de la Réverotte, de la Chauve-Souris (à 320 mètres), de Saint-Léonard (dont le fond est à 315 mètres) sur le bord du Doubs doivent sans doute être mises en rapport avec le moment où le Doubs se trouvait à cette altitude (4).

Il reste par conséquent très peu de galeries, en dehors des vallées, aux altitudes inférieures à 400 mètres.

La conclusion que l'on en peut tirer, c'est que le cycle actuel n'est sans doute pas encore assez avancé pour permettre l'établissement de vastes galeries. Tout au plus, pendant certaines phases antérieures du cycle actuel, ont pu s'établir quelques grottes sur les bords (Réverotte, Chauve-Souris, Saint-Léonard, Chenecey).

(1) E. Fournier. *Grottes*, **72**, p. 35.

(2) E. Fournier et A. Magnin. *Recherches spéléologiques*, **74**, 1900. E. Fournier donne 460 mètres comme orifice de la Belle-Louise ; les levés au 1/20.000, 445, ce qui mettrait le lac à 310 mètres seulement.

(3) E. Fournier. *Gouffres*, **71**, p. 49.

(4) E. Fournier. *Grottes*, **72**, p. 18-19.

Deuxième groupe. — Nous trouvons, par contre, quantité de galeries plus ou moins horizontales qui se groupent autour de l'altitude de 450 mètres, entre 370 mètres et 500 mètres approximativement. Ces deux limites sont assez peu précises ; mais nous avons vu qu'en matière de circulation souterraine, faute de pouvoir suivre les rivières d'un bout à l'autre, on est obligé de s'en tenir à des chiffres assez vagues. Ces galeries sont, d'ailleurs, situées à des altitudes de plus en plus élevées à mesure qu'on s'éloigne du bord occidental du Jura (Fig. 78).

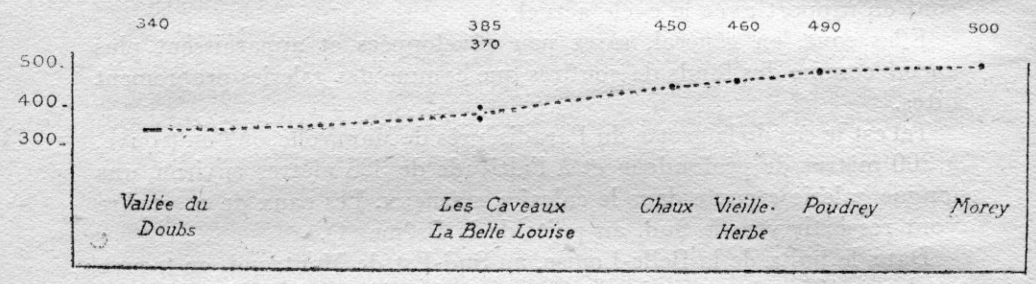


Fig. 78

DISTANCE DES GALERIES SOUTERRAINES A LA VALLÉE DU DOUBS.
Échelle des longueurs, 1/20.000 ; des hauteurs, 1/2.000

Les Caveaux, près Montrond, sont à une altitude de 385 mètres (orifice donné par les plans directeurs à 450 mètres ; profondeur à 65 mètres) et la grotte a un développement de plus de 2 kilomètres (1).

Le puits de la Belle-Louise, tout voisin, et en communication avec la grotte précédente, a une galerie supérieure à 370 mètres (2).

A Chaux-lès-Passavant, le fond de la glacière se trouve à 50 mètres au-dessous de l'ouverture, soit à 450 mètres (3).

Le puits de la Vieille Herbe, près de L'Hôpital du Gros Bois, a son fond à 460-470 mètres (4).

La grotte des Faux Monnayeurs un peu au-dessus du cours supérieur de la Loue, à 463 mètres, se rattache peut-être à ce niveau par l'intermédiaire de la vallée de la Loue (5).

Le puits Poudrey se termine par une vaste salle dont le fond est à 490 mètres (6).

(1) E. Fournier. *Grottes*, **72**, p. 36-39.
(2) E. Fournier. *Gouffres*, **71**, p. 40.
(3) E. Fournier. *Grottes*, **72**, p. 85.
(4) E. Fournier et A. Magnin, *Recherches spéléologiques*. **74**. 1900.
(5) E. Fournier. *Grottes*, **72**, p. 94-98.
(6) E. Fournier. *Gouffres*, **71**, p. 35.

Enfin, il faut noter, sans doute encore, à 500 mètres environ, la grotte de Morey, près Vercel (1), celle du Gros-Cadeau, près Geraise (2), encore parcourue par un ruisseau actuellement.

Il est bien difficile d'organiser ces grottes d'après leurs altitudes croissantes, car nous ignorons tout du réseau hydrographique par rapport auquel elles se sont constituées, et il est infiniment probable que nous devrons l'ignorer toujours, si nombreuses que soient les explorations souterraines.

Il semblerait cependant étrange qu'à côté de l'absence presque totale de galeries aux altitudes inférieures, ce rapprochement de cotes fût purement fortuit.

Or, nous avons noté, en étudiant les niveaux subaériens, comme le plus bas niveau important un niveau de 340 mètres d'altitude absolue à la Citadelle de Besançon, et nous avons vu que ce niveau avait dû correspondre à une période suffisamment longue pour niveler de larges surfaces calcaires, tandis que les niveaux suivants ne s'étaient guère développés dans les plateaux.

Il est donc naturel qu'à cette longue période d'érosion corresponde un vaste creusement de galeries.

Si nous classons ces galeries d'après leur distance de la vallée du Doubs, nous constatons ainsi une croissance assez régulière des altitudes avec l'éloignement.

La grotte des Caveaux, près de Montrond, la plus voisine du bord du Jura, représente aussi, dans l'état actuel des explorations, la plus grande grotte des plateaux, et elle n'a pu être creusée qu'au cours d'une longue période de stabilité. Cette grotte des Caveaux est située tout près du coude de la Loue, à Epeugney. Elle a donc pu se former en rapport avec un niveau subaérien qui se trouvait peu au-dessus de 360 mètres dans la vallée même de la Loue et qui était assez voisin.

Dans l'ensemble, la pente mesurée entre ces galeries et la vallée du Doubs est de 7 à 8 p. 1000. Non seulement les circonvolutions des rivières souterraines expliquent parfaitement un tel chiffre ; mais si nous comparons cette pente à celle des rivières souterraines actuelles, qui atteint souvent 50 p. 1000, elle nous paraît extraordinairement faible. Les rivières souterraines régularisent évidemment leurs pentes durant les longues périodes de stabilité, comme les rivières subaériennes. Il est courant de trouver dans les cours d'eau subaériens actuels des pentes sept ou huit fois plus fortes que celles des cours d'eau correspondant aux grands niveaux pliocènes. Le rapport est le même dans les rivières souterraines.

(1) E. Fournier. *Gouffres*, **71**, p. 72.
(2) E. Fournier. *Gouffres*, **71**, p. 119.

La plupart de ces galeries ont cessé depuis longtemps sans doute d'être parcourues par les eaux. Si certaines d'entre elles sont suivies encore maintenant par une rivière souterraine (grotte du Gros Cadeau, près Géraise), cela tient à ce que le lias est sous-jacent (1).

Troisième groupe. — Il semble qu'après avoir trouvé des galeries aussi développées correspondant au niveau de la Citadelle, nous devions en trouver d'autres, plus nombreuses, correspondant aux niveaux supérieurs qui ont été plus développés encore. Le niveau de 460 mètres, par exemple, est représenté par de larges surfaces d'érosion auxquelles devraient correspondre des galeries souterraines.

Et cependant, il n'en est rien. Nous trouvons bien une galerie à 545 mètres au fond du gouffre de la Baume, près de Molain (2) ; la grotte de Paradis à 570 mètres ; une galerie dans le gouffre de Morey autour de 650 mètres ; et il en existe évidemment d'autres encore que les explorations n'ont pas encore révélées. Mais nous ne retrouvons pas de groupement analogue au précédent. Aux altitudes supérieures, il n'y a que des grottes échelonnées, sans que rien permette de les classer.

Cela s'explique de façon très normale par l'évolution des plateaux, et l'instabilité de toutes ces constructions karstiques. Tandis que la pénéplaine établie après le carbonifère sur le granite défie toutes les morsures du temps, et que l'on en retrouve aujourd'hui les morceaux intacts après mille vicissitudes, les formes karstiques souterraines ne peuvent résister aux érosions et aux effondrements. Aussi les spéléologues, au cours de leurs explorations, sont-ils frappés par le caractère récent de toutes les formes qu'ils ont visitées (3).

L'observation des niveaux inférieurs nous semble cependant suffisante pour que l'on puisse affirmer le rapport des galeries souterraines avec les niveaux d'érosion correspondants. Et cela nous montre quel peut être le niveau de base karstique, en dehors des couches de terrains imperméables.

Après avoir étudié les rapports de la circulation souterraine avec la circulation subaérienne passée ou présente, il nous reste à rechercher comment elle prépare la circulation subaérienne à venir.

Nous avons vu en effet que la vallée souterraine suppose en général une vallée subaérienne préexistante. Mais il est certain aussi que, l'évolution se poursuivant, l'érosion subaérienne doit avoir le dernier mot et que, peu à peu, les cavités souterraines seront mises à jour.

Nous n'en sommes pas là dans le Jura où l'évolution se continue encore par enfouissement des rivières ; mais on attribue déjà l'origine de

(1) E. Fournier. *Gouffres*, **71**, p. 119.
(2) E. Fournier. *Gouffres*, **71**, p. 125.
(3) E. Fournier. *Recherches*, **60**, sept. 1901.

certaines vallées subaériennes à des vallées souterraines effondrées.

Il peut se faire, en réalité, qu'il y ait des vallées d'effondrement, comme nous avons vu qu'il y a des dolines d'effondrement. Nous croyons cependant que les unes et les autres sont l'exception.

Une vallée encaissée est, en général, une vallée qui s'est creusée sur place, à la suite d'un changement de cycle, par enfoncement progressif. Nous avons prouvé, par exemple, que la vallée supérieure de la Loue, à méandres encaissés, provenait nécessairement d'une ancienne vallée subaérienne et ne pouvait être uniquement le résultat d'effondrements.

Les effondrements ne doivent guère se produire que sur de faibles épaisseurs ou pour des tronçons assez courts (1).

Par exemple, une rivière qui a réussi à suivre l'abaissement du niveau de base pendant un certain temps et à creuser sa vallée assez rapidement peut, pour toutes sortes de raisons (réduction de la pente, diminution du débit, abaissement plus rapide du niveau de base), être amenée à s'enfoncer à partir d'un certain moment, laissant une vallée encaissée sèche. Le fond de cette vallée sèche peut alors n'être qu'à une faible altitude au-dessus des eaux du courant souterrain.

Cette circulation souterraine érodera assez activement le sous-sol, d'autant plus activement que souvent les conditions primitives de puissance érosive sont revenues. La rivière va alors travailler à dégager son lit, ce qui ne se fera pas sans de multiples effondrements. Lorsque le déblaiement n'est pas total, il reste encore un certain nombre de pertes. Tel est le cas, par exemple, du cours de l'Ain en amont de Syam.

Lorsque le déblaiement est terminé on a le cours de la Loue entre la source et Mouthier où apparaissent encore des traces d'effondrement (2).

La présence de tronçons d'effondrement dans les vallées actuelles n'implique donc nullement que le réseau souterrain soit le réseau primitif. Nous pouvons admettre que dans le Jura les vallées normales sont au contraire les vallées originelles.

Dans l'ensemble, les phénomènes calcaires profonds nous apparaissent toujours plus ou moins conditionnés par les rivières subaériennes. Et l'influence des fissures souterraines qui, devenant de plus en plus nombreuses et de plus en plus profondes, tendent à dessécher la surface du calcaire, dépend encore de l'enfoncement progressif des vallées.

Nous n'avons là qu'un corollaire des cycles d'érosion normaux.

(1) V. *supra* ce que dit E.-A. Martel des dolines d'effondrement, Chap. II.

(2) Cap. Gérard. *Comptes rendus d'excursions*, **76**, p. 36.
Les Fosses, au Sud-Est de Creux-sous-Roche, dans le voisinage de Saône, semblent bien être un autre exemple d'effondrement. Cf. E. Fournier. *Les eaux souterraines*, **73**, p. 88.

CHAPITRE IV

LES BASSINS FERMÉS

Les phénomènes superficiels et la circulation souterraine des eaux donnent déjà une physionomie particulière à l'évolution morphologique du Jura. En réalité, ce sont les bassins fermés qui en font l'originalité.

Nous avons vu, à plusieurs reprises, que l'érosion karstique est bien loin de supplanter totalement l'érosion normale ; mais elle la disloque, en quelque sorte. Elle l'empêche de se propager normalement à la surface des plateaux et défend contre l'extension des formes fluviales de vastes régions où se creusent les bassins fermés. Et dans chacune de ces régions les conditions seront différentes. Aussi chaque bassin gardera-t-il à la fois son individualité vis-à-vis de l'évolution générale du pays et vis-à-vis des autres bassins fermés.

Il semblerait donc impossible de procéder autrement que par une série d'études de détail ; nous nous contenterons d'exposer les conclusions qui se dégagent de ces études et qui établissent, malgré tout, des lois générales concernant l'origine et l'évolution des bassins fermés (1).

Les bassins fermés du Jura sont extrêmement nombreux, si l'on entend par là toutes les surfaces qui ne sont drainées par aucun affluent ou sous-affluent du Doubs, de la Saône ou de l'Ain. La carte qui en a été dressée par Lamairesse est à ce point de vue très caractéristique (2).

(1) Nous garderons le terme de *bassin fermé* qui a été adopté pour le Jura par la plupart des auteurs. Aucun terme du vocabulaire karstique ne nous a paru susceptible de le remplacer. Celui de *polje*, qui serait le plus proche, évoque en général des conditions hydrographiques que l'on rencontre rarement dans les bassins fermés. Il convient cependant d'éviter la confusion avec les bassins fermés d'origine climatique.

(2) Lamairesse. *Etudes hydrologiques sur les Monts Jura*, **97**. Pl. I et II, carte reproduite dans Emm. de Margerie. *Bibliographie du Jura franco-suisse*, **110**, fig. 167.

Comme il arrive fréquemment en pays calcaire, les rivières ne drainent souvent en surface que leurs propres vallées. Tous les plateaux de l'Ain, ou peu s'en faut, et la moitié des plateaux du Doubs sont privés d'écoulement superficiel.

Le plissement du Jura en un certain nombre de faisceaux qui enserrent les plateaux favorisait le développement de ces bassins fermés. Ces chaînes devaient d'autant plus gêner l'écoulement subaérien qu'elles interrompaient un drainage dirigé dans ses grandes lignes de l'Est vers l'Ouest, et qui, par conséquent, leur était à peu près perpendiculaire.

Ici apparaît une différence essentielle entre les plateaux du Doubs et ceux de l'Ain. Il y a eu un compartimentage plus morcelé des plateaux de l'Ain qui fait que l'Ain ne draine qu'une partie de ces plateaux ; l'Heute joue le rôle de barrière hydrographique, tandis que la Loue traverse toute l'étendue des plateaux du Doubs (1).

La persistance des lacs doit être rattachée à la même absence de drainage que les bassins fermés, et nous voyons, en effet, dans la carte des lacs publiée par A. Magnin (2) que ces lacs sont beaucoup plus abondants dans la partie Sud que dans la partie Nord des plateaux.

Ces surfaces non drainées vers l'extérieur sont d'ailleurs loin de se trouver dans les mêmes conditions.

Les unes, véritables bassins fermés, sont drainées par des rivières qui se perdent ensuite dans des gouffres. Tels sont les bassins de Saône, Sancey, Arc-sous-Cicon, Lemuy et Villeneuve-d'Amont, Boujailles, Cerniébaud, Saint-Laurent, Moirans. Si leur évolution ne peut pas être *a priori* mise directement en rapports avec les cycles du Doubs ou de l'Ain, il y a bien cependant là une évolution liée à l'érosion subaérienne.

Mais il y a en outre toute une série de surfaces non drainées, que l'on appelle improprement bassins fermés et qui sont en réalité des plateaux dont toute l'eau s'infiltre dans le sol. Tel est, par exemple, le plateau de Lons-le-Saunier à la surface duquel il est presque impossible de découvrir un seul ruisseau. Si l'on peut découper dans ce plateau des bassins secondaires, c'est uniquement grâce à ce que l'on sait du drainage souterrain et de l'écoulement vers telle ou telle rivière. On ne relève de même aucun cours d'eau sur le plateau de Loulle ou sur le plateau de Valempoulières, fragments du plateau de Champagnole, ou sur de nombreux points du plateau d'Ornans.

(1) Les causes qui valent pour les plateaux de l'Ain valent aussi pour les hautes chaînes dont le plissement est contemporain de la dislocation des plateaux de l'Ain, et les bassins fermés y sont en effet extrêmement développés. Cf. Carte des bassins fermés du Jura suisse, par C. Jacot Guillarmod, dans Emm. de Margerie : ***Bibliographie du Jura,*** **110**, planche hors-texte.

(2) A. Magnin. *Les lacs du Jura*, **105**.

L'évolution actuelle de ces surfaces ne dépend guère que des formes superficielles du karst. Mais elles doivent souvent leur origine à des bassins fermés aujourd'hui à sec, et c'est pourquoi nous ne pourrons pas ne pas étudier certaines d'entre elles avec les bassins fermés.

De ces bassins fermés, nous nous proposons d'étudier l'origine et l'évolution.

Le propre des bassins fermés, semble-t-il, c'est qu'étant sans rapport avec le drainage général de la région, ils évoluent de manière indépendante.

Nous tâcherons cependant de montrer qu'ils se rattachent à l'histoire générale des plateaux au milieu desquels ils se trouvent, et qu'eux aussi n'apparaissent que comme un cas particulier des cycles d'érosion normale.

I. — *Origine des bassins fermés*

Le plus souvent les bassins fermés apparaissent comme manifestement liés à des causes tectoniques. Les cuvettes synclinales ont créé de toutes pièces des bassins qui, autrefois, sans doute, ont pu être occupés par des lacs, et qui s'écoulent aujourd'hui par des fissures. Ce dernier cas doit avoir été extrêmement fréquent dans les bassins fermés du Jura plissé, et cette origine tectonique s'accorde parfaitement avec ce que nous savons de l'origine des poljés du karst adriatique.

C'est ainsi que se développent dans nos plateaux le bassin de Saône entre la chaîne du Mont Bon et le bourrelet occidental, le bassin d'Arc-sous-Cicon dans un synclinal, le bassin de Lemuy au milieu des hauteurs de Salins, les bassins du Russey, de Saint-Laurent plus à l'Est.

On ne voit guère cependant que, même dans ces cas, le bassin fermé se soit directement formé à la suite de bouleversements tectoniques. Nous trouvons en général que le bassin fermé s'est développé dans une vallée ou dans une surface d'érosion creusées postérieurement aux bouleversements tectoniques.

Il y aurait donc eu, après les dislocations du sol, une période où l'érosion subaérienne aurait prédominé, puis le réseau hydrographique se serait fragmenté en un certain nombre de bassins.

Un exemple simple de bassin fermé établi aux dépens d'une ancienne vallée subaérienne est donné par celui du Moulin Vieux, près de Nancray (Fig. 69). Ce n'est qu'un exemple minuscule. On aurait tort de négliger ces petits bassins fermés qui sont extrêmement répandus à travers le Jura, et ce sont eux qui, en réalité donnent au paysage son aspect le plus fréquent.

Mais il y a d'autres exemples plus importants et non moins caractéristiques.

Le bassin de Lemuy est coïncé en quelque sorte entre la chaîne de l'Heute et la forêt de Joux. Il comprend à peu près cinq kilomètres de largeur sur autant de longueur, et il est formé par la vallée du Lemuy ou Lison du haut et par celle du ruisseau des Joncs. C'est un fragment de l'ancien réseau qui s'observe tantôt souterrain, tantôt subaérien de Montmarlon jusqu'à la vallée inférieure du Lison et qui, d'ailleurs, prolonge la vallée supérieure de l'Angillon. Le Lemuy prend sa source à 630 mètres (deux affluents, le ruisseau de la Combe et le ruisseau des Joncs prennent leur source à 660 mètres) et se perd vers le Nord à 615 mètres pour reparaître à la source du Lison (v. profil Fig. 79).

Il se trouve au milieu d'une surface située à 680-690 mètres d'altitude environ, à laquelle appartiennent tous les points hauts de la région (Fig. 80), hauteurs à l'Ouest de Montmarlon, avec les points hauts à 695-696 mètres (Bois de la Chaux), hauteurs à l'Est de Lemuy 685 mètres et 676 mètres, Ferme de Chaux à 680 mètres ; les buttes isolées se trouvent parfois ramenées par l'érosion à une altitude un peu moindre, mais sont encore des témoins de cette surface : tel est le Puy de Montenot à 660 mètres. Et comme l'inclinaison des couches calcaires, tranchée par la surface du sol, exclut l'hypothèse d'une surface structurale, nous sommes sans doute sur un fragment de l'ancienne surface d'érosion qui forma les plateaux de Champagnole et de Lons-le-Saunier.

Cette surface a d'ailleurs été déformée et forme ici une espèce de synclinal .Elle s'élève en effet à l'Est vers la Forêt de Joux : Forêt de Vignory à 698 mètres, Forêt de la Joux à 735 mètres et rejoint ainsi la surface du plateau de Levier à 720 mètres. De même, vers l'Ouest, elle se relève jusqu'aux hauteurs de Salins.

Cependant le bassin fermé ne fut pas la première forme établie dans ce synclinal aux dépens de l'ancienne surface ; il a été précédé par une vallée normale et s'est constitué ensuite sur les débris de cette vallée.

Le caractère très évolué de la région frappe dès l'abord et n'est guère compatible avec un bassin fermé.

a) Pour un ruisseau insignifiant, la vallée est en effet très large : 600 mètres dans le fond à la hauteur du confluent du ruisseau des Joncs ; elle va en se rétrécissant vers l'aval, 400 mètres au Nord de Lemuy, mais elle est encore à 200 mètres, à la hauteur de la perte, en face du Puy de Montenot. Et ces fonds de vallée, que nous venons de mesurer, sont extrêmement plats ; ils ne donnent pas 5 mètres de différence de niveau. A la hauteur de Lemuy, il faut aller jusqu'à 1.400 mètres à l'Ouest du ruisseau pour trouver une différence d'altitude de 20 mètres seulement avec le thalweg.

b) Le ruisseau parcourt cette vallée en y traçant des méandres divagants qui attestent encore la faiblesse de la pente.

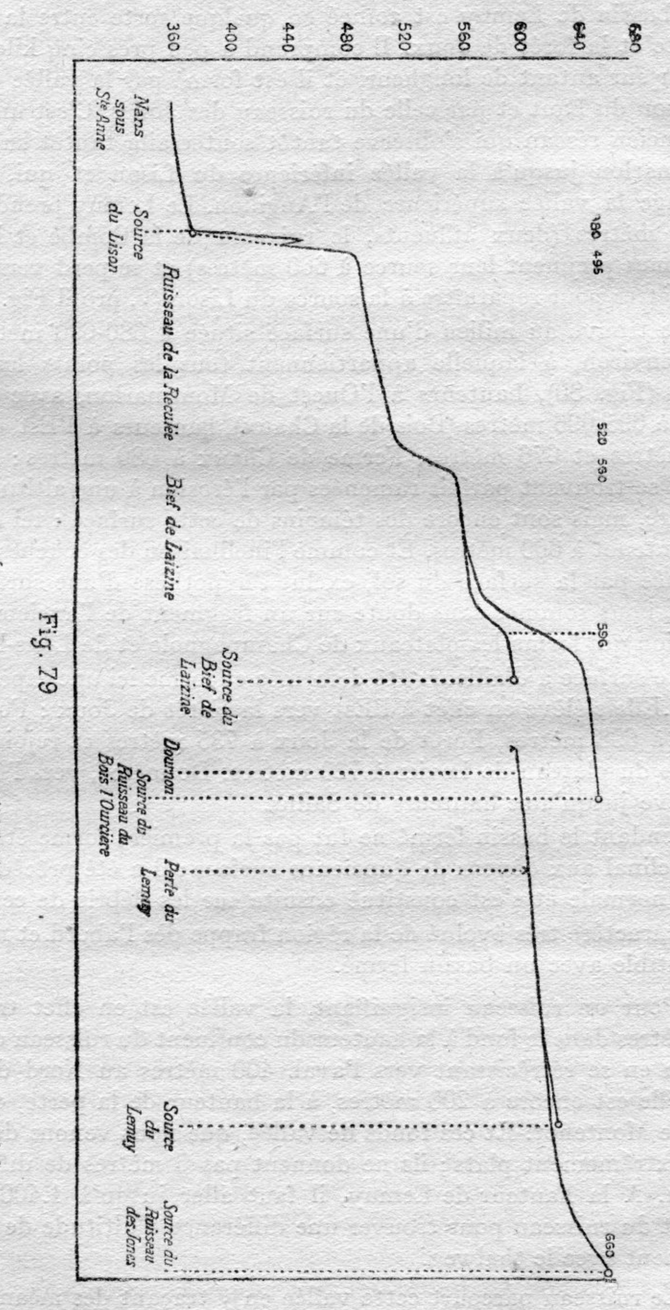


Fig. 79

PROFIL EN LONG DU LISON SUPÉRIEUR. Échelle des longueurs, 1/105.000 ; hauteurs exagérées 20 fois.

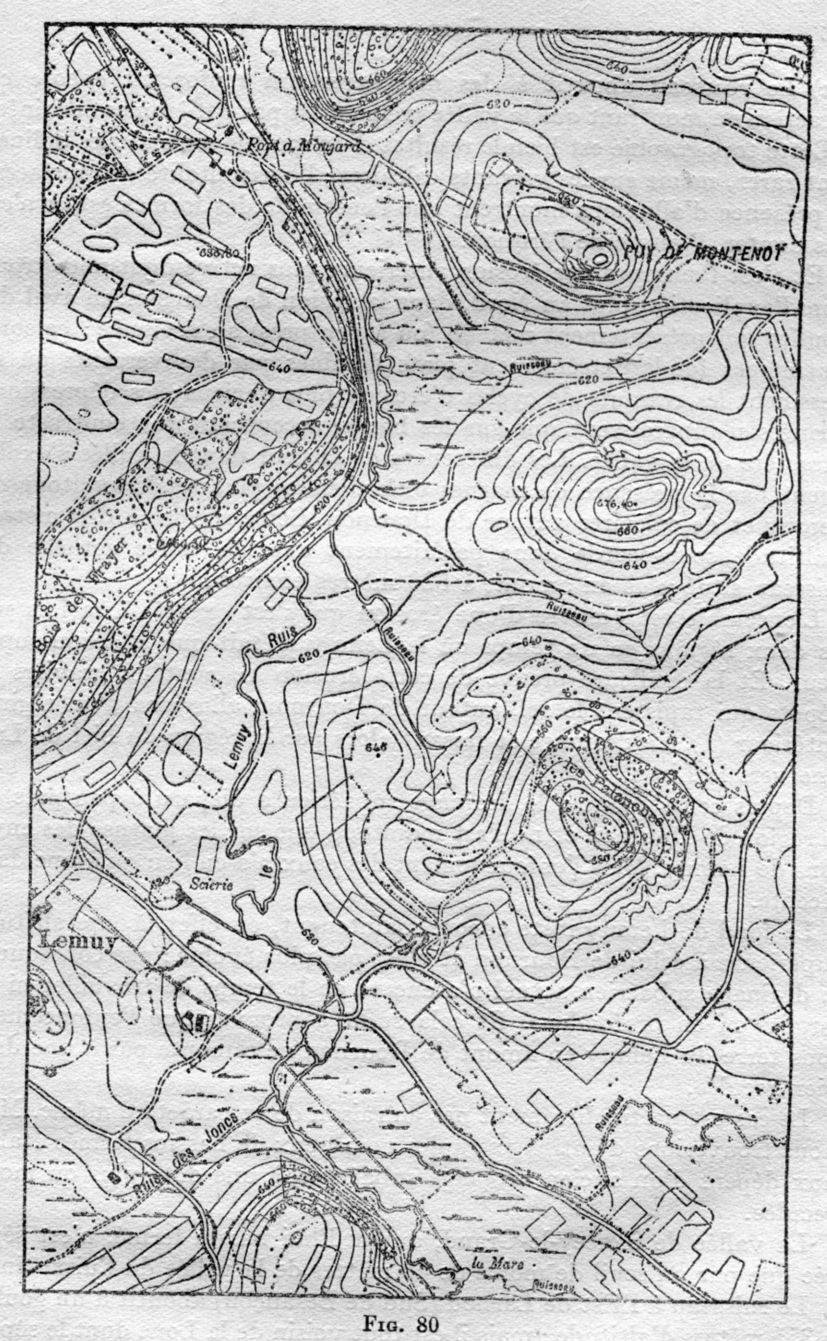


FIG. 80

VALLÉE DU LEMUY OU LISON SUPÉRIEUR.

Levé au 1/20.000 publié par le Service géographique de l'Armée (Région de Besançon, feuille 391).

c) Le ruisseau aboutit à des marécages qui renforcent encore ce caractère en montrant que la vallée même n'est pas entièrement drainée.

Cette topographie est bien le résultat d'un modelé normal ; les dolines sont rares, même sur les versants calcaires ; l'horizontalité des surfaces, la présence d'alluvions montrent que l'ensemble des formes est, à n'en pas douter, l'œuvre de l'érosion.

Et c'est l'œuvre d'une érosion antérieure plus active dont nous trouvons l'explication plus au Nord, dans la région de Dournon, en aval du gouffre qui présentement met fin (ou à peu près) au drainage ; ce sont les mêmes fonds extrêmement plats dominés par des versants où se dessinent les ressauts de cycles d'érosion plus anciens ; les dépressions fermées n'apparaissent que sur les bords, accentuant par contraste le caractère de la vallée. Les différences de largeur dans la vallée s'expliquent par la présence de marnes oxfordiennes plus tendres autour de Lemuy et de calcaires autour de Dournon. Cette région, à 610 mètres d'altitude, se raccorde donc parfaitement avec la vallée actuelle du ruisseau situé plus en amont, à 620 mètres environ.

L'ensemble est l'œuvre d'une érosion qui s'est exercée à la fois sur les deux régions en un temps où le Lemuy n'était que le Lison supérieur. Et la meilleure preuve de cette érosion ce sont les graviers et dépôts qui tapissent le sol, autour de Dournon, alluvions d'un régime antérieur (1). Le drainage se faisant alors par la région du bief de Laisine vers le Lison.

Depuis cette époque, le drainage subaérien a disparu à peu près de la région de Dournon et ne s'est maintenu que sur les marnes des environs de Lemuy. Mais l'enfouissement des eaux n'a eu lieu qu'à une date récente.

Le fond de Lemuy reste encore maintenant, en effet, à une altitude supérieure à celui de Dournon et n'est pas plus évolué ; par conséquent le drainage subaérien actuel n'a encore eu le temps de travailler ni en largeur ni en profondeur. Et cela suffit à prouver que l'enfoncement sous terre du Lemuy en amont de Dournon ne remonte pas à une date bien reculée.

Le cas est particulièrement net en raison de ce caractère même. Mais nous trouverions d'autres exemples nombreux de bassins fermés établis aux dépens d'un ancien drainage subaérien, à une date plus ou moins reculée.

La vallée de Sancey-le-Grand, aujourd'hui bassin fermé, n'est séparée que par un seuil de moins de 40 mètres de la vallée du Cuisancin.

Le ruisseau à l'Est de Larnod (Sud de Besançon) aboutit à un gouffre à 355 mètres d'altitude ; mais il est tout voisin de la Loue dont le sépare

(1) Non indiquées sur la carte géologique détaillée.

un seuil haut de 360 à 365 mètres, et il s'écoulait par ce seuil quand la Loue se jetait dans le Doubs de la Citadelle.

Les nombreux bassins fermés des environs de Boujailles sont entaillés, eux aussi, dans des surfaces où l'on retrouve les niveaux du plateau voisin.

Enfin, le bassin de Saône lui-même, transformé depuis assez longtemps en bassin fermé, a été préparé par l'érosion fluviale.

Il y avait là, autrefois, un bassin drainé par un affluent de la Loue et comme les points hauts formant seuil aujourd'hui à l'Ouest de Montrond sont à l'altitude de 400 mètres, on peut supposer que l'érosion partie de la Loue creusa toute la région jusqu'à ce niveau.

Lorsque la Loue s'enfonça pour couler au niveau de la Citadelle, la région des Rochets, plus proche du niveau de base local, fut creusée jusqu'à 365 mètres (Fig. 81).

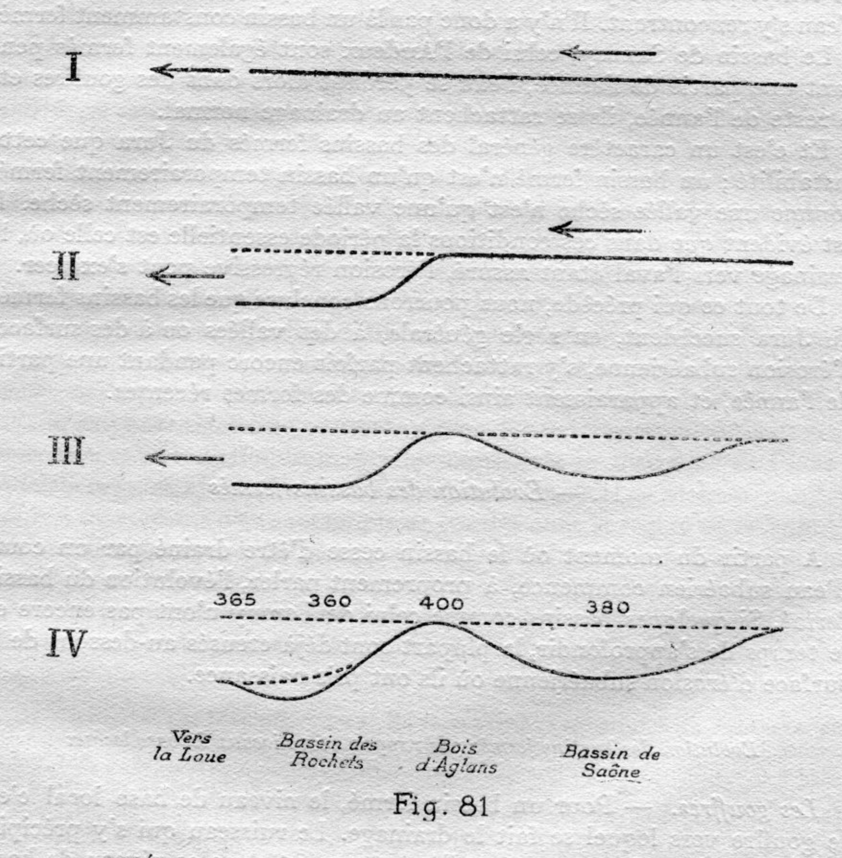


Fig. 81

SCHÉMA DE LA FORMATION DU BASSIN FERMÉ DE SAÔNE

Mais l'érosion régressive n'atteignit pas la région de Saône ; des gouffres s'y étaient, en effet, creusés, drainant les eaux vers le sous-sol ; et, depuis lors, l'évolution fut celle d'un bassin fermé.

Enfin la région des Rochets, elle-même, fut transformée plus récemment en bassin fermé et se trouve encore à un niveau proche de l'ancienne vallée normale.

Il y a plus : non seulement le bassin fermé est établi le plus souvent aux dépens d'une ancienne vallée, mais le drainage subaérien vers l'extérieur n'a même pas toujours complètement disparu.

Le bassin fermé du Lemuy n'est pas encore entièrement fermé : un ruisseau subsiste que l'on peut suivre en aval jusqu'au Bief de Laizine et qui met le Lemuy en rapport avec ce Bief. A sec pendant la plus grande partie de l'année, ce ruisseau présente cependant vers Dournon des berges à pic (de 0,50 m. à 1 mètre) qui prouvent qu'il est de temps en temps parcouru par les eaux ; en toutes saisons, même, des poches d'eau s'y rencontrent. Il n'y a donc pas là un bassin constamment fermé.

Le bassin de Sancey, celui de l'Audeux sont également fermés pendant une partie de l'année, l'eau se perdant alors dans des gouffres et, le reste de l'année, ils se rattachent au drainage normal.

Et c'est un caractère général des bassins fermés du Jura que cette instabilité ; un bassin fermé n'est qu'un bassin temporairement fermé, comme une vallée sèche n'est qu'une vallée temporairement sèche. Il est évident que dans ces conditions la période essentielle est celle où, le drainage vers l'aval étant assuré, l'érosion régressive peut s'exercer.

De tout ce qui précède, nous pourrons conclure que les bassins fermés du Jura succèdent, en règle générale, à des vallées ou à des surfaces d'érosion subaérienne, s'y rattachent parfois encore pendant une partie de l'année, et apparaissent ainsi comme des formes récentes.

II. — *Evolution des bassins fermés*

A partir du moment où le bassin cesse d'être drainé par un cours d'eau subaérien commence, à proprement parler, l'évolution du bassin fermé. Si quelques bassins comme celui de Lemuy n'ont pas encore eu le temps de s'approfondir, la plupart sont déjà creusés au-dessous de la surface d'érosion subaérienne où ils ont pris naissance.

Evolution des bassins fermés par rapport aux niveaux de base locaux

Les gouffres. — Pour un bassin fermé, le niveau de base local c'est le gouffre vers lequel se fait le drainage. Le ruisseau qui s'y précipite travaillera donc à mettre sa vallée en rapport avec ce niveau de base,

tout comme s'il s'agissait d'un lac ou d'un océan. L'entonnoir remplace le rivage ; le point se substitue à la ligne.

Ces gouffres qui vont servir de niveaux de base locaux n'ont dans la topographie qu'une importance très faible. Quand on se promène à la surface d'un plateau, l'œil est tout de suite attiré par les pentes des dolines. Par contre, le gouffre n'apparaît le plus souvent que lorsqu'on est au bord même.

Mais le rôle qu'ils jouent comme niveaux de base locaux nous oblige à étudier ces gouffres de plus près.

On ne peut guère séparer ces gouffres de ceux qui ne servent pas de déversoirs à un bassin fermé, et qui ont cependant tout à fait les mêmes caractères. A tel point qu'il est difficile de ne pas voir entre eux le même rapport qu'entre les vallées sèches et les vallées drainées. La formation serait la même ; ils auraient tous fonctionné de façon semblable ; mais les uns sont encore en activité tandis que les autres ne le sont plus ou ne le sont que très rarement (1).

L'origine de tous ces gouffres est assez obscure. Parfois ils s'ouvrent au fond d'une doline ; parfois ils apparaissent brusquement au ras du sol, et il faut une exploration minutieuse pour retrouver même ceux qui sont marqués sur la carte.

Le gouffre est donc très différent de la doline, et il est par suite extrêmement tentant d'expliquer ces différences par des différences génétiques et d'opposer aux dolines de corrosion les gouffres d'effondrement.

Il est vraisemblable que certains gouffres s'expliquent, en effet, par effondrement ; mais les nombreuses études faites à cet égard par E.-A. Martel lui ont permis d'affirmer que les gouffres d'effondrement ne représentent guère que 10 % du total. Et il relève contre le jalonnement des rivières souterraines par des gouffres superficiels les arguments suivants : dans de nombreux pays les fleuves circulent sous terre sans rencontrer d'effondrements (exemples de la Pinka et de l'Unz à Adelsberg) ; les effondrements, quand on les creuse, ne mènent pas toujours à un courant d'eau (exemple de Bordes dans la région de la Vanne) ; les gouffres occupent en général une position écartée par rapport aux cours d'eau souterrains (2).

Les observations faites dans le Jura par E. Fournier, et résumées récemment en un volume (3) semblent conduire à une conclusion moins absolue.

(1) On ne voit pas bien pourquoi L. Sawicki attribue les grottes du Jura à un premier cycle et les gouffres à un deuxième (*Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst*, **148**, p. 274). Il semble au contraire que chaque cycle doive comporter à la fois des grottes et des gouffres.

J. Cvijic voit dans les *jamas* les restes d'anciens *ponors*. (*The evolution of lapies*, **44**).

(2) E.-A. Martel. *La caverne de Trépail*, **112**.

(3) *Explorations souterraines en Franche-Comté. Les gouffres*, **71**.

On trouve des gouffres jalonnant des rivières souterraines, comme le puits Jardel au-dessus du tracé souterrain de la Loue (1) ; mais cela ne suppose pas nécessairement un effondrement.

Les effondrements ont pu, d'autre part, jouer un certain rôle dans le Jura. E.-A. Martel lui-même admet qu'ils peuvent y être plus importants qu'ailleurs, à cause de la faible épaisseur des couches calcaires (2). E. Fournier pense, nous l'avons vu, que plusieurs cours d'eau souterrains sont devenus superficiels par effondrement des voûtes, ce qui ne s'est évidemment pas fait d'un seul coup et cela suppose de nombreux tassements et effondrements partiels qui ont dû se traduire à la surface ; nous avons vu cependant qu'il ne fallait pas exagérer le rôle de ces effondrements (3).

La formation des gouffres ne semble donc guère différente de celle des dolines (4) ; mais tandis qu'il faut chercher l'évolution de la doline à la fois dans le sens vertical et dans le sens horizontal, c'est dans le sens vertical seul qu'il faut chercher l'évolution du gouffre.

A cette évolution peuvent concourir des facteurs de toutes espèces : érosions chimiques ou mécaniques s'exerçant sur une fente préexistante ou sur une doline ancienne, tassements et effondrements. Mais l'action mécanique est ici prépondérante. Si le gouffre ne présente à la surface du plateau qu'un orifice et non une large cuvette, cela tient surtout à ce que l'eau n'y séjourne pas et n'a pas le temps par conséquent de corroder les bords.

La carte des gouffres (5) sur les plateaux du Jura montre surtout que ces phénomènes se rencontrent à peu près partout, sans qu'il soit possible de tirer aucune conclusion de leur répartition (6) (Fig. 82).

Les vallées. — Les vallées des bassins fermés ont en général réussi à se mettre parfaitement en rapport avec le niveau de base local des gouffres, et elles ont un aspect de vallées mûres qui contraste le plus souvent avec l'exiguïté du ruisseau serpentant au milieu.

C'est ainsi que le ruisseau du Moulin Vieux, près de Nancray, a largement déblayé le terrain, en s'enfonçant d'une vingtaine de mètres. Il a entaillé une surface supérieure à 420 mètres d'altitude environ, qui est constituée par une vallée sèche comprise entre le bois de Faule (440 mè-

(1) E. FOURNIER. *Gouffres*, **71**, p. 90-99.

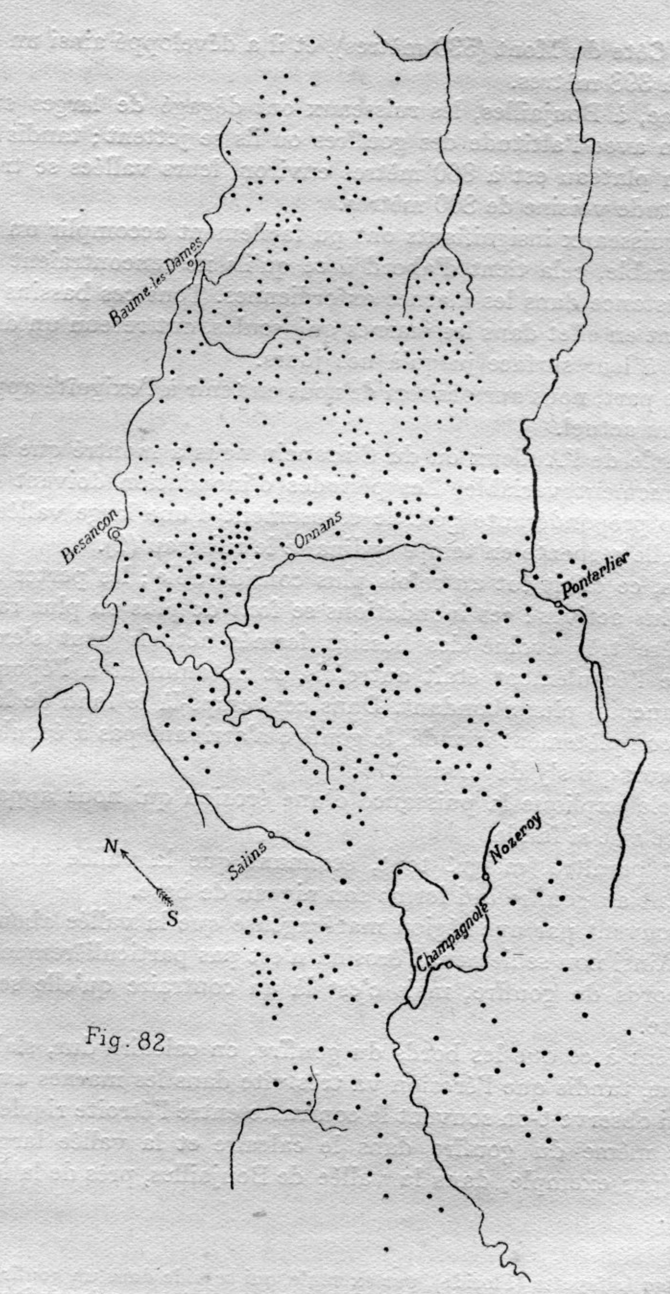
(2) *Nouveau traité des eaux souterraines*, **122**.

(3) V. *supra*, Chap. III.

(4) Cf. O. MARINELLI. *Atlante*, **107**. Planche XIV, carton 7.

(5) Cette carte a été établie d'après les listes données par E. FOURNIER dans son volume *Gouffres*. Les gouffres repérés ont été répartis régulièrement sur le territoire de chaque commune. Le Sud ayant fait l'objet d'une exploration moins méthodique que le Nord, la densité y est moins grande.

(6) Cf. E.-A. MARTEL. *De l'universalité des abîmes en pays calcaire*, **115**.



RÉPARTITION DES GOUFFRES A LA SURFACE DES PLATEAUX,
d'après les listes établies par E. FOURNIER, Gouffres, 71.
Échelle, 1/700.000 environ.

crue ; en été, les deux ruisseaux se jettent, l'un dans un trou *a*, l'autre dans un trou *a'*. Entre *a* et *c* se trouve encore intercalée une cavité *b* où venait se jeter, lors de notre passage, un faible filet d'eau échappé à la perte *a*. Le mécanisme de la circulation dépend donc du rapport entre le volume d'eau et la capacité des pertes ; mais l'eau ne s'échappe que pour tomber dans le gouffre voisin.

Les fissures souterraines où aboutissent ces gouffres sont plus rares et ne s'étendent que peu à peu. C'est pourquoi les ruisseaux ont à peu près tous disparu, tandis que les rivières subsistent encore, malgré la présence de pertes au fond de leur lit. Mais le nombre des orifices qui peuvent conduire à ces fissures, c'est-à-dire des gouffres ou jamas, peut être très élevé. L'érosion karstique superficielle est bien plus rapide que l'érosion souterraine, dans le stade de jeunesse tout au moins.

Un gouffre ne doit donc pas avoir par lui-même une importance capitale. A son défaut, un autre aurait rempli les mêmes fonctions.

Mais si le rôle joué par chaque gouffre dans l'évolution du bassin fermé est secondaire, cela n'exclut pas l'hypothèse d'une autre loi plus générale dominant aussi bien ce gouffre que les voisins.

La facilité même des communications avec le sous-sol montre que l'évolution des bassins fermés dépend en grande partie de la circulation souterraine et, par celle-ci, des relations avec l'extérieur.

Nous en avons une première preuve dans la vallée de Nancray. Le profil en long (1) nous montre en effet que la vallée se termine par un gouffre à 398 mètres, mais, si on prolonge ce profil, on aboutit au fond du gouffre du cimetière de Gennes à 390 mètres et on rejoint plus à l'Ouest une surface d'érosion de 385 mètres, largement développée, qui est celle de Saône. Il suffirait de déblayer l'obstacle entre le premier gouffre et cette surface pour que le bassin fermé de Nancray parût être simplement l'amont d'une vallée affluente normale. Le premier gouffre, où se perd le ruisseau, n'est donc nullement l'accident isolé qui règle l'érosion du ruisseau en amont de manière indépendante. Lui-même ne fait que traduire l'action des niveaux de base situés plus en aval. Et il faut penser qu'à son défaut tout gouffre voisin aurait joué le même rôle.

Les lois de l'évolution des bassins fermés sont donc à chercher dans les niveaux de base voisins avec lesquels ils sont en liaison souterraine ; nous en trouverions de nombreux exemples semblables à celui de Nancray. Mais, sur une plus grande échelle, le meilleur exemple de bassin fermé qui évolue en reproduisant les variations des niveaux de base généraux est le bassin de Saône.

(1) Fig. 69.

Le bassin de Saône constitue une cuvette intérieure qui apparaît à l'Est de Besançon dès que l'on a traversé les hauteurs du fort de Montfaucon ou du Mont-des-Buis. La surface, à une altitude de 380 mètres environ, forme entre Saône et La Vèze une plaine couverte en grande partie par un marécage. Elle est enfoncée dans un plateau plus élevé de 80 à 90 mètres, et, même vers le Sud, où semble s'ouvrir un passage, le seuil du Bois d'Aglans est encore à plus de 400 mètres (1). Les eaux jaillissent dans le bassin par des sources situées, en général, sur le pourtour, et les ruisseaux ainsi formés, Ruisseaux de La Vèze, du Pontot, des Grands Terreaux, du Grand Saône vont aboutir à l'entonnoir ou jama du Creux-sous-Roche, près de Saône, à la limite du rauracien et de l'oxfordien. Lors des crues, les eaux s'étalent en un marécage et, même, près de Saône, les puits jouent le rôle de véritables ponors, absorbant les eaux en temps normal et les rejetant pendant les grandes pluies (2).

Nous avons vu comment ce bassin fermé s'établit sur une ancienne surface d'érosion fluviale (Fig. 81), de même que le bassin des Rochets au Sud-Est de Fontain. Mais à l'intérieur le bassin fermé lui-même se développa en une vaste surface d'érosion, comme le montrent les limites du bassin, qui sont nettement dues à l'érosion. Le travail des eaux y fut même plus considérable qu'en aucun autre bassin fermé. Et cela suppose que ces eaux sont restées longtemps au même niveau sans pouvoir s'enfoncer.

Aujourd'hui les ruisseaux sont limités aux marnes oxfordiennes et aux alluvions et disparaissent dans les entonnoirs voisins ; l'extension de la surface prouve qu'il n'en a pas toujours été ainsi et qu'à une certaine époque les eaux ne s'enfonçaient pas dans le calcaire.

L'obstacle offert par l'insuffisance des crevasses ne saurait suffire à expliquer une érosion aussi développée, correspondant à un niveau bien défini.

Nous devons chercher cette explication dans le niveau des rivières où s'écoulaient, par canaux souterrains, les eaux du bassin fermé.

Il est prouvé (3), en effet, que les eaux du bassin de Saône se rendent, les unes directement au Doubs, les autres à la Loue ; elles sont donc en communication avec les rivières extérieures ; qu'il s'agisse d'une nappe d'eau souterraine ou de canalisations isolées, elles se mettent en relations avec les niveaux du Doubs et de la Loue, comme nous avons vu le Ruisseau de Nancray rester en rapports avec la surface voisine.

Le niveau que nous avons à expliquer, à 380 mètres, correspond précisément au niveau de 340-360 mètres, si largement développé, que

(1) V. fig. 81.

(2) D'après E. Fournier. *Les eaux souterraines*, **73**, p. 85.

(3) E. Fournier. *Les gouffres*, **71**, p. 184.

nous avons trouvé en étudiant l'évolution du Doubs et de la Loue, et il doit dater de la même époque.

Nous en trouvons une preuve dans la présence de bassins fermés voisins à des altitudes semblables : c'est le bassin des Rochets ; c'est aussi, plus au Sud, le petit bassin fermé de la station des Clairons (sur le chemin de fer départemental, au Sud de Pugey). Il est impossible de ne pas rapprocher ces surfaces de celle de Saône ; elles sont dues à la même cause générale, l'existence du niveau extérieur d'altitude correspondante. Et elles leur doivent leur modelé actuel. La présence de sols imperméables a même laissé subsister encore en certains points un drainage subaérien qui répond à ce niveau.

On peut se demander pourquoi ce bassin de Saône a, plus que les bassins fermés du reste des plateaux, subi l'influence de ce niveau extérieur.

Cela tient sans doute, d'abord, à ce qu'il est tout près du bord des plateaux. Il n'y a guère que deux kilomètres à vol d'oiseau de la vallée du Doubs aux premières altitudes du bassin de Saône situées à 380 mètres. Et la conséquence en est que les communications souterraines semblent être plus largement ouvertes ici.

L'abondance des exsurgences et des résurgences est un premier témoignage ; un autre témoignage est offert par les gouffres de Saône qui présentent autour d'eux des traces d'érosion assez marquées, et les ruisseaux qui s'y jettent se trouvent près du gouffre à une dizaine de mètres au-dessous de la plaine.

Et cependant la rapidité de cette érosion n'est pas telle qu'elle empêche de conserver dans le bassin de Saône des conditions de niveau qui sont celles d'un cycle antérieur. Nous retrouvons là les conditions que nous avons étudiées à propos des galeries souterraines et qui ont maintenu ces galeries particulièrement développées au niveau de la Citadelle. L'érosion ultérieure n'a pas encore eu le temps de jouer un grand rôle à travers les masses calcaires des plateaux.

Le bassin de Saône est donc un bassin fermé qui répond actuellement aux conditions extérieures du temps où le niveau de base général était celui de 340 mètres.

On pourrait montrer de même que les ruisseaux de Boujailles aboutissent à des gouffres situés entre 810 et 820 mètres d'altitude et qu'ils se raccordent, par conséquent, avec la surface du plateau de Nozeroy situé à 790 mètres.

De même la dépression des Étangs du Leubot, au Nord de Verrières-du-Gros-Bois, à 567 mètres, se trouve à l'altitude des vallées situées au Nord et au Sud. Aucune communication subaérienne n'existe avec

elles ; mais ce petit bassin fermé est pourtant sous la dépendance des régions voisines qui lui ont servi de niveau de base (1).

L'érosion dans les bassins fermés nous semble donc toujours pouvoir être mise en rapports avec l'évolution générale de la région ; elle obéit à cette évolution avec un retard plus ou moins long qu'expliquent les lois de l'évolution souterraine.

III. — *Transformation des bassins fermés*

Les bassins fermés peuvent disparaître de deux manières : ou bien ils sont atteints par l'érosion régressive et prennent place dans le réseau général (2) ; ou bien leurs eaux s'enfoncent sous terre et ils se transforment en surfaces non drainées.

1º La dépression de Nans-sous-Sainte-Anne nous donne un exemple du premier cas.

L'attention ne peut pas manquer d'être attirée sur le caractère étrange de cette dépression où prend naissance le Lison. Tandis que l'on remonte le Lison en venant du Nord par des gorges encaissées, on aboutit tout d'un coup à une large dépression à fond plat qui mesure à peu près un kilomètre de largeur sur une longueur égale.

L'allure du réseau hydrographique est également assez surprenante. Le Lison y naît au milieu d'une véritable digitation d'affluents qui se précipitent vers ce fond.

La présence de marnes ne suffit pas à expliquer ces caractères qui se prolongent à travers les calcaires voisins.

Nous sommes vraisemblablement en présence d'un ancien bassin fermé qui avait trouvé dans les marnes liasiques les conditions favorables à son développement.

Le caractère extrêmement évolué des vallées affluentes creusées dans le calcaire et qui contraste avec la raideur des gorges situées plus en aval s'explique ainsi parfaitement.

Si l'on se place, d'autre part, au Sud de Nans-sous-Sainte-Anne, au confluent du bief du Verneau et du Lison et que l'on regarde vers le Nord, on voit de façon extrêmement nette que les plate-formes entaillées dans les éperons vont en s'élevant vers l'aval. On aperçoit, en effet, l'éperon au Nord de « Sur le Gyps » à 390 mètres, celui au Nord des Robrets à 390-395 mètres, celui à l'Est du Bois Montrichard

(1) Aujourd'hui ces vallées voisines sont devenues des vallées sèches et l'eau des Étangs du Leubot va se déverser par des canaux souterrains bien plus au Sud, au puits de la Brême (Cf. E. Fournier. *Les eaux souterraines*, **73**, p. 116).

(2) Cf. A.-N. Parandier. *Note sur l'existence des bassins fermés dans les Monts Jura*, **129**.

autour de 400 mètres. Le drainage devait donc se faire autrefois en sens contraire du drainage actuel (Pl. III C).

Il dut y avoir autour de Nans-sous-Sainte-Anne, probablement un peu en amont, vers le confluent actuel du bief du Verneau, une concentration des eaux qui disparaissaient ensuite dans des gouffres aujourd'hui remblayés par les alluvions.

Et il est significatif de relever que nous nous trouvons à Nans-sous-Sainte-Anne à un niveau de 370 mètres qui correspond encore au niveau de 340-360 mètres, déjà relevé à l'origine du bassin de Saône.

Le bassin de Nans est un ancien bassin fermé qui a été annexé par l'érosion régressive du Lison, mais où nous retrouvons encore le modelé correspondant à l'ancien bassin fermé.

2° Il existe, d'autre part, dans les plateaux du Jura une topographie de bassins fermés sans qu'aucun cours d'eau n'apparaisse plus à la surface.

C'est là un paysage extrêmement répandu : il se compose d'une série de cuvettes dans lesquelles il est également difficile de distinguer une topographie subaérienne ou une topographie karstique pures.

On a une surface bossuée où des dépressions profondes de 25 à 30 mètres, parfois de 40 ou 50 mètres, se creusent entre des mamelons aux formes douces. On se croirait *à priori* devant une forme subaérienne et cela ressemble tout à fait au début d'une vallée ; mais brusquement le cirque se ferme vers l'aval et se trouve séparé du cirque suivant par un seuil. D'autre part, les fonds de ces cirques sont plats, plus que lorsqu'il s'agit d'un ruisseau ordinaire.

De telles formes se répètent fréquemment : elles sont très caractéristiques, par exemple, du plateau de Levier, entre Levier et Renédale.

On ne peut les expliquer qu'en admettant un drainage de bassins fermés qui s'est exercé pendant un certain temps, en rapport avec un gouffre au fond de chacun de ces bassins.

Les communications avec le sous-sol se sont multipliées ; les fentes se sont élargies sous le manteau de terre végétale qui le plus souvent empêche de les voir. Et toute l'eau disparaît aujourd'hui sans avoir le temps de donner naissance à des ruisseaux.

Les bassins fermés ne se sont maintenus que dans les régions où se trouvaient des terrains imperméables, marnes ou dépôts glaciaires, qui en tapissaient le fond. Mais on observe des formes de transition quand ces terrains imperméables tendent à disparaître : les eaux superficielles se réduisent alors de plus en plus à des marais et des tourbière. La cuvette de Saint-Laurent avec le lac des Rouges-Truites peut en présenter un exemple. Le bassin de Pontarlier semble bien avoir été également autrefois un vaste lac dont il ne reste plus que des marais, et

certains de ces marais, comme le lac de Bouverans, diminuent chaque année (1).

Les plateaux en arrière de Lons-le-Saunier forment le groupe le plus important de ces bassins fermés aujourd'hui à sec.

Leur étude nous permettra de résoudre en même temps un problème important que nous n'avons pas abordé jusqu'ici.

Ces plateaux forment une surface bossuée qui va en s'élevant vers le Nord-Est et dans laquelle pénètrent les profondes entailles des affluents de la Saône.

Pourquoi ne s'est-il pas développé, aux dépens de ces plateaux, de surfaces d'érosion en rapport souterrain avec les niveaux inférieurs de la Bresse, comme cela se trouve dans l'Ouest du plateau d'Ornans, dans la région de Saône ?

La principale cause semble être le redressement assez brusque des couches de terrains vers l'Ouest, redressement beaucoup plus marqué que sur le plateau d'Ornans. Ce soulèvement, qui amenait le lias à affleurer à l'Ouest, devait drainer les eaux souterraines vers l'Est où tantôt elles s'accumulaient dans les fonds, tantôt elles profitaient des brèches à travers la chaîne de l'Heute pour s'écouler vers l'Ain. En tout cas la liaison souterraine ne pouvait guère exister entre le plateau de Lons-le-Saunier et la Bresse, dont les niveaux n'ont eu aucune influence. Nous en avons la preuve dans le fait que, maintenant encore, une partie des gouffres du plateau, même ceux de l'Ouest (Alièze en arrière de Conliège) envoient leurs eaux vers l'Ain.

Or, la vallée de l'Ain a représenté un niveau beaucoup moins stable qui n'a pu commander une érosion aussi prolongée.

De cette activité ancienne il ne subsiste donc guère de formes de modelés analogues à celles de Saône.

Nous trouvons seulement des vallées assez profondément creusées, vallée de la Combe froide, vallée de Riable ; ce sont, en réalité, d'étroits sillons parallèles où l'on peut suivre des directions de vallées, mais qui sont déjà en partie disloqués. La présence de nombreux gouffres dans cette région explique que les rivières ont dû y disparaître par tronçons successifs ; il est par conséquent difficile aujourd'hui de restituer le réseau.

Mais on observe en même temps des alluvions qui garnissent tout le plateau de Lons-le-Saunier.

Ces alluvions consistent en sables et graviers disposés de façon assez sporadique à travers le plateau où ils sont en réalité beaucoup plus étendus que ne l'indique la carte géologique. C'est ainsi qu'on les trouve très nets dans le fond au Sud-Est de la Châtelaine, et, d'une façon géné-

(1) E. Fournier. *Recherches spéléologiques...*, 60, mars 1905, p. 6.

rale, on les rencontre dans tous les champs, qui sont établis à peu près exclusivement sur ces alluvions (au Nord du plateau au moins), les calcaires bathoniens supportant des forêts ou des pâturages. Mais ils sont souvent assez difficiles à délimiter de façon précise, se confondant au milieu des champs avec les chailles calçaires, chaque fois que l'on ne possède pas de coupes (Fig. 84).

Ces alluvions ont fait déjà l'objet de nombreuses controverses. Trois opinions surtout ont jusqu'ici été émises pour les expliquer.

1° E. Bourgeat hésite à se prononcer sur l'origine de ces dépôts. Il émet cependant l'hypothèse que ce pourraient être des dépôts d'un lac appuyé sur la chaîne de l'Heute. « Un glacier venu de la chaîne de l'Heute, située au Levant, aurait poussé jusque-là sa moraine de front. Celle-ci, à la fusion du glacier, aurait barré les eaux et donné ainsi naissance à un lac dont le niveau se serait abaissé peu à peu et dont le flot aurait lavé et stratifié en lentilles les sables et les galets » (1).

Cette hypothèse paraît peu vraisemblable ; les altitudes de ces dépôts sont très variables (580 mètres dans le Nord, 520 dans le Sud) ; certains d'entre eux sont plus élevés, non seulement que les cols à travers les chaînes orientales ou occidentales, mais même que des fragments importants de ces chaînes. Et si ces cols avaient été abaissés par l'émissaire qui a vidé le lac, il subsisterait des traces plus nettes d'érosion fluviale ; on voit mal aussi pourquoi les brèches ainsi formées seraient si nombreuses.

D'ailleurs E. Bourgeat semble bien n'avoir envisagé l'hypothèse lacustre qu'en désespoir de cause, parce qu'autrement, dit-il, il faudrait envisager un réseau fluvial trop différent du réseau actuel. Retenons cependant l'idée de matériaux glaciaires déposés dans un lac ; elle nous donnera tout à l'heure les éléments d'une solution.

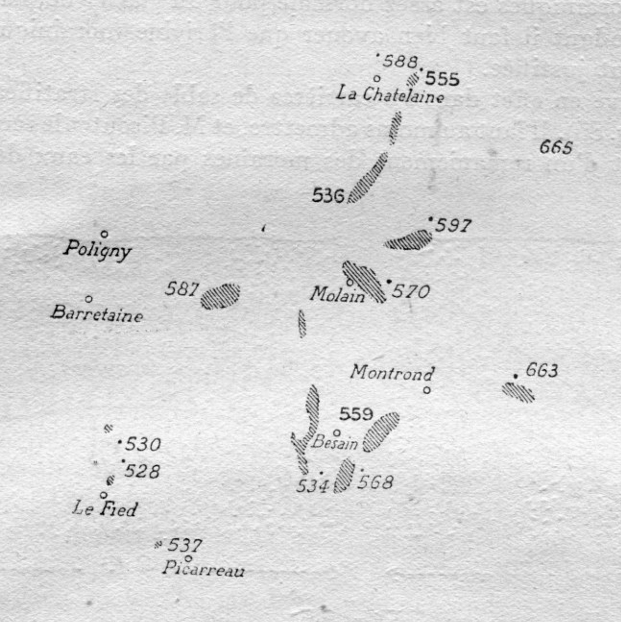
2° M. Piroutet (2) pense que ces alluvions seraient d'origine glaciaire ; ou, du moins, il le pense pour une partie importante d'entre elles, celles de La Châtelaine, en s'appuyant sur la présence, à quelque distance de là, d'un bloc erratique.

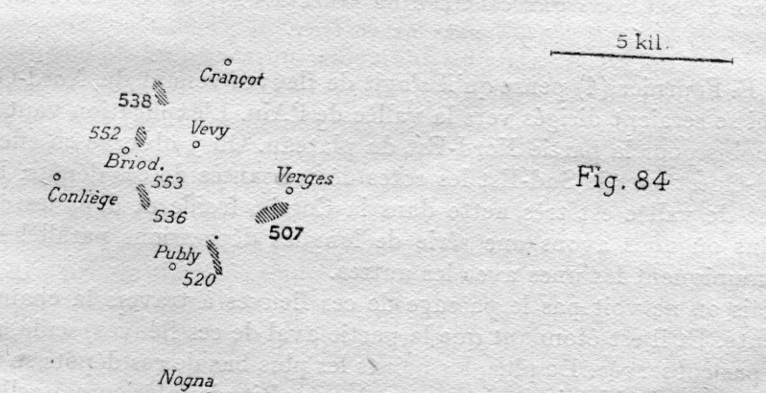
Nous avons vu, en étudiant les phénomènes glaciaires, que de nombreux matériaux ont dû être déposés en effet par les glaciers sur le plateau de Lons-le-Saunier, et c'est à eux certainement qu'il faut attribuer une partie de ces alluvions d'origine inconnue. L'absence de stries presque partout (3) peut s'expliquer par le défaut de matériaux durs

(1) *Compte rendu de l'excursion de la Société géologique de France en* 1911, **14**, p. 502.

(2) M. Piroutet. **140**.

(3) M. Piroutet en a cependant observé quelques-unes à l'Est de La Châtelaine. *Les différentes phases glaciaires dans le Jura salinois*, **141**, p. 53.





ALLUVIONS ANCIENNES SUR LE PLATEAU DE LONS-LE-SAUNIER,

d'après la carte géologique au 1/80.000 et les observations sur le terrain.

Les cotes en caractères gras ont été relevées sur les dépôts ; les autres représentent des altitudes voisines. Échelle, 1/200.000 environ.

parmi les calcaires et le faible parcours des glaciers (1) ; l'absence de vallums morainiques est assez normale pour un glacier de plateau (2).

Et cependant il faut bien avouer que l'origine morainique ne peut être partout justifiée.

On trouve en effet dans les carrières de sable des stratifications très nettes (Fig. 85). Il faut au moins admettre, et M. Piroutet le reconnaît (3), qu'il s'agit d'un remaniement des moraines par les eaux de fonte du glacier.

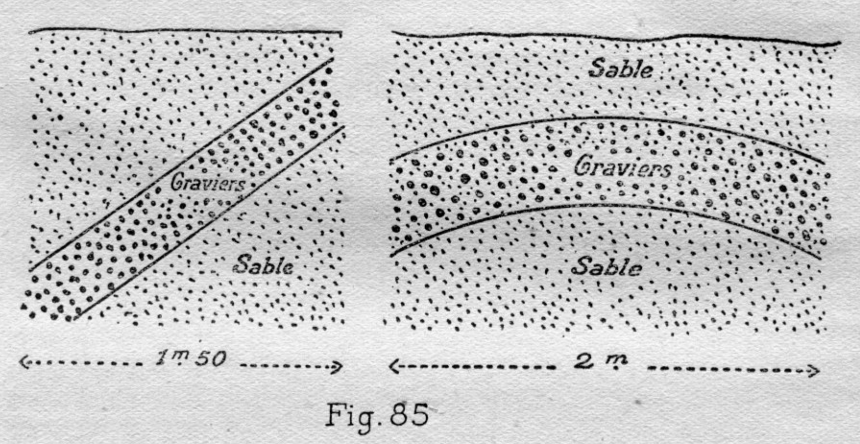


Fig. 85

DEUX COUPES DANS UNE CARRIÈRE DE SABLE A L'EST DE LA FERME LOLO, PRÈS DE POLIGNY.

3° E. Fournier (4) pense qu'il s'agit de fleuves venant du Nord-Ouest et qui se seraient dirigés vers la vallée de l'Ain. L'explication vaut tout au moins pour la partie Nord-Est du plateau. On y observe en effet du Nord-Ouest vers le Sud-Est les cotes décroissantes de ces dépôts. Et la forme de vallée est très nette dans la Combe froide et dans les creux voisins où nous avons une série de longues dépressions parallèles qui communiquent les unes avec les autres.

Mais on ne voit pas le passage de ces fleuves à travers la chaîne de l'Heute. Et il est étonnant que la partie aval de ces fleuves, seule, ne se soit pas conservée. De plus, les points les plus bas de ces dépôts se trouvent autour de Molain et de Besain, à une altitude inférieure à celle des

(1) On ne trouve que très peu de stries sur les cailloux des moraines de Nozeroy et de Pontarlier.

(2) Cf. A. Cholley. *Les débouchés de la vallée d'Annecy, étude de morphologie fluvio-glaciaire*, **38**, p. 198.

(3) Particulièrement dans son dernier article, paru en 1925, sur *Les différentes phases glaciaires du Jura salinois*, **141**, p. 53.

(4) *Les gouffres*, **71**, p. 126.

points voisins de la chaîne de l'Heute, et dans un bas-fond que rien ne relie à un seuil d'altitude voisine.

Il ne semble donc pas que nous puissions avoir affaire à une rivière affluente de l'Ain qui aurait déposé toutes ces alluvions.

Une seule hypothèse permet d'expliquer la présence de vallées sèches et de dépôts sans que ces vallées se raccordent avec celle de l'Ain : c'est l'existence d'un ou plusieurs bassins fermés.

D'ailleurs la région de Besain forme actuellement un bassin fermé drainé par un ruisseau qui disparaît dans toute une suite de gouffres et d'entonnoirs, et l'on observe encore, à l'Ouest, un petit lac (1).

Il est simple d'imaginer que ce régime a dû autrefois régner en grand sur les plateaux de Lons-le-Saunier. Des rivières ont alors apporté des alluvions dans les bassins fermés, un peu à la manière dont la région de Saône a été garnie d'alluvions.

Quant à l'origine de ces alluvions, elle est toute proche. Les matériaux glaciaires déposés sur les plateaux devaient offrir aux rivières tous les éléments de ces dépôts.

La nature et la disposition des sables et cailloutis confirme tout à fait l'hypothèse de dépôts torrentiels dans des bassins fermés.

Parfois, comme à Briod, ces dépôts sont constitués exclusivement par des cailloux roulés. La grosseur varie des dimensions d'une noix à celles d'une pomme. Ces cailloux sont, en général, mal roulés, de façon irrégulière, comme s'ils ne venaient pas de loin, et sont même quelquefois mélangés de débris non roulés. Ils sont formés souvent de calcaires bathoniens ou bajociens qui affleurent soit dans la région soit dans la montagne de Fresse et cela encore fait penser qu'ils ne doivent pas venir de loin (2).

Le plus souvent, ces cailloux, tout en offrant les mêmes caractères, sont mélangés de graviers et de sables (par exemple à Verges) ; ces sables sont eux-mêmes transformés parfois en grès (comme sur le plateau à l'Est de Poligny) et le mélange de cailloutis donne des poudingues.

L'absence de stratification visible à Briod et à Verges ne permet pas d'écarter l'hypothèse de moraines glaciaires ; mais à l'Est de la ferme Lolo, près de Poligny, une carrière de sable offre une stratification très nette (v. Fig. 85).

Cette stratification est très fortement inclinée (45° environ) et est très irrégulièrement enchevêtrée, revêtant tout à fait l'aspect d'une

(1) Non porté sur la carte d'État-Major au 1/80.000.

(2) Ces cailloutis sont en général très décomposés, et il suffit souvent de les prendre à la main pour qu'ils se débitent en fragments ; mais cela n'empêche pas qu'ils puissent dater de l'époque glaciaire, du rissien tout au moins. A. BRIQUET a trouvé en Alsace des cailloutis quaternaires qui ne sont pas moins décomposés : *Les alluvions quaternaires de la plaine d'Alsace entre la Fecht et la Bruche*, **25**.

stratification deltaïque. Des torrents, à leur débouché dans des lacs de poljés, ont dû donner des dépôts de ce genre.

Cette stratification n'existe d'ailleurs que dans les sables, comme si les rivières ou ruisseaux n'avaient pas été assez forts pour opérer le tri des éléments plus grossiers.

Dans une butte, entre Besain et Montrond, on retrouve la même stratification avec une inclinaison semblable.

Il semble bien, d'ailleurs, que l'on n'ait eu affaire ni à un seul drainage ni à un seul poljé. Dans le Nord même, les cotes sont à des altitudes très irrégulières, et surtout celles du Sud sont très différentes de celles du Nord.

Un seul groupe de formes semble bien net, celui qui est marqué par les vallées de la Combe froide, de la Combe aux chiens et les vallées voisines et qui aboutit au poljé de Besain. Si cette disposition est particulièrement nette, cela tient sans doute à ce que nous nous trouvons le long de la rupture de pente du coin Nord-Est du plateau. Les vallées n'ont eu qu'à suivre cette rupture de pente pour prendre la direction Nord-Ouest-Sud-Est, et si les dépôts sont ici plus importants, c'est que, la pente étant plus forte, les ruisseaux ont dû transporter plus d'alluvions et les ont déposées à la rupture de pente.

Ailleurs, on dut avoir des dispositions semblables, avec ou sans lac. De même que, dans le bassin de Saône, nous avons trouvé plusieurs cuvettes séparées par des seuils, on dut avoir, sur le plateau de Lons-le-Saunier, toute une série de dépressions où vinrent se déverser les ruisseaux descendus des hauteurs voisines, apportant quantité d'alluvions plus ou moins grossières.

Si nous examinons la disposition actuelle des dépôts dans la région de Verges, nous voyons que ces dépôts apparaissent souvent en bancs assez épais dont la surface ne s'élève pas plus haut que celle des bandes calcaires voisines, comme si les cailloux avaient rempli les creux du calcaire. Nous devions avoir une topographie karstique de poljés qui a été oblitérée par des cailloutis fluvio-glaciaires déposés dans tous les creux (1).

Le plateau de Lons-le-Saunier nous apparaît donc comme tout à fait semblable à la région de Saône, mais à un stade différent de l'évolution. C'est le plateau de Saône complètement asséché.

(1) Il faut distinguer ces dépôts remaniés de ceux qui représentent anciens les dépôts glaciaires en place. Souvent, en effet, les cailloutis sont aujourd'hui plus élevés que les calcaires voisins. Tels sont ceux qui sont au Nord de Briod et qui dominent nettement les dépressions voisines ; ils se trouvent, en effet, entre 540 mètres et 555 mètres, formant une surface moutonnée au-dessus de dépressions dont le fond est entre 533 mètres et 540 mètres. Près de la station de Verges, on trouve des cailloux à 515 mètres, tandis que les champs voisins, à 507 mètres, sont sur la roche en place. Dans aucun de ces cas on n'observe de trace de stratification.

Il reste cependant avec le bassin fermé de Saône une différence essentielle. Tandis que le bassin de Saône a permis le développement d'une vaste surface d'érosion autour de 380 mètres, la surface du plateau de Lons-le-Saunier ne semble pas extrêmement différente de ce qu'elle était avant l'arrivée des cailloutis. Les fleuves qui ont amené ces dépôts et comblé les poljés préexistants doivent avoir été assez éphèmères.

Il s'agissait uniquement, en effet, de bassins fermés en rapport avec des niveaux de base locaux constitués par les gouffres du plateau. A l'époque glaciaire les vallées voisines, et celle de l'Ain en particulier, avaient été déjà beaucoup plus profondément creusées que le plateau de Lons-le-Saunier ; elles avaient été ensuite garnies de matériaux glaciaires ; mais ces matériaux durent être vite déblayés. Le plateau dut se trouver suspendu au-dessus des niveaux d'eau voisins. Dès que le déblaiement superficiel et l'élargissement des fissures l'eurent rendu possible, l'eau s'est infiltrée en profondeur, ne laissant pas le temps d'une longue érosion en rapport avec un niveau de base constant (1).

Dans les bassins fermés où le calcaire n'était protégé par aucun manteau d'alluvions, les traces d'érosion fluviale récentes sont plus faibles encore (plateau de Levier).

Et ainsi se trouve confirmé que, seuls, les poljés en rapport avec des niveaux de base extérieurs peuvent être ici l'objet d'une érosion prolongée ; les bassins fermés n'ont d'importance que dans la mesure où ils se rattachent à l'évolution subaérienne générale.

Et c'est ce qui nous sépare de la théorie d'A. Hettner (2) qui, après avoir étudié le Haut Doubs et le Jura de Neufchâtel, ne croit qu'à des surfaces d'érosion locales, en rapport avec des poljés locaux.

Les plateaux du Jura nous apparaissent, en résumé, comme une topographie de bassins fermés qui se sont installés sur les débris d'une pénéplaine disloquée, et où tend à se reconstituer l'unité de drainage. Obéissant plus ou moins vite aux conditions générales de la région, et indépendants les uns des autres, ces bassins représentent actuellement les phases les plus diverses dans leur évolution.

(1) On peut considérer les bassins glaciaires à l'Est du plateau de Nozeroy (bassin de Cerniébaud) et ceux de Frasne à l'Ouest de Pontarlier comme s'acheminant vers le même stade que le plateau de Lons-le-Saunier.

(2) A. Hettner. *Aus dem Schweizer Jura. Eine morphologische Skizze*, **89**.

CHAPITRE V

CYCLE KARSTIQUE ET CYCLE JURASSIEN

I. — *Le cycle karstique*

Nous venons d'étudier les différents phénomènes karstiques des plateaux du Jura : bassins fermés, circulation souterraine et grottes, dolines et lapiés. Il importe maintenant de rechercher si ces phénomènes ne dépendent pas les uns des autres suivant une loi unique qui, réglant tous les phénomènes de cet ordre, servirait de base à l'établissement d'un cycle karstique.

Ce problème du cycle karstique a donné lieu à de vives controverses depuis une vingtaine d'années. Comme la discussion n'a abouti à aucun résultat définitif, comme elle a surtout été menée par les géographes du Karst adriatique, il ne nous paraît pas inutile d'y revenir afin de chercher ce que l'on peut entendre par cycle karstique dans le Jura.

L'hypothèse du cycle karstique a été établie sur le modèle du cycle d'érosion subaérienne. Cette notion de cycle, vulgarisée par l'école de W.-M. Davis est, en effet, familière à tous aujourd'hui quand il s'agit d'érosion subaérienne. La théorie est classique : phases de jeunesse, de maturité et de vieillesse, à travers lesquelles passent les formes soumises à l'érosion normale et qui aboutissent à la longue à un terme constant, la pénéplaine ou même la plaine d'érosion, recommencement de la même série en un nouveau cycle dans le cas de modifications dues à des causes extérieures. Nous avons affaire à une évolution susceptible de se répéter.

Ce qui apparaît comme fondamental, c'est la succession nécessaire des formes bien définies et le déroulement fatal jusqu'à la fin du cycle sauf bouleversements venus de l'extérieur. Les mêmes signes doivent donc, toutes circonstances étant égales d'ailleurs, caractériser toujours soit la jeunesse, soit la vieillesse, faute de quoi la notion de cycle n'au-

rait plus aucun sens morphologique. Celà peut entraîner des contradictions apparentes : il y a des cycles qui entrent presque tout de suite dans la phase de vieillesse, comme il arrive dans le cas de rivières abondantes travaillant en terrains très tendres. Mais il reste que la succession des formes est constante ; seule l'allure est plus ou moins rapide, suivant les circonstances ; et c'est ce qui a permis de classer les formes de l'érosion subaérienne d'après cette succession.

Est-il possible d'en faire autant pour d'autres formes d'érosion ? Quelles que soient les différences que nous devions rencontrer, nous ne pourrons parler de cycle que dans la mesure où nous retrouverons les caractères généraux que nous venons de dégager.

On l'a essayé déjà pour l'érosion littorale, et on a déterminé des caractères de jeunesse et de sénilité d'après l'état de la plate-forme littorale (1). Un cycle d'érosion glaciaire et un cycle d'érosion désertique ont été également définis. Les phénomènes karstiques ne doivent pas échapper à une loi morphologique aussi générale et on a tenté de fixer, sur le modèle du cycle d'érosion subaérienne, un cycle karstique, qui serait celui de la corrosion ou érosion chimique.

Dès le début on se heurte à de grosses difficultés. Il y a un très grand nombre de formes karstiques. Sur la surface même, l'eau atmosphérique forme des lapiés ou des dolines qu'elle creuse et élargit ; puis, pénétrant à l'intérieur du sol par les gouffres, elle agrandit les fissures, détermine des canaux et des grottes et enfin circule soit à l'état de ruisseaux soit à l'état de nappe plus ou moins continue. D'où deux séries de phénomènes, les uns superficiels, les autres profonds. Dans lesquels de ces phénomènes allons-nous chercher les formes caractéristiques des cycles ?

1° Pour les uns, les phénomènes essentiels sont les phénomènes superficiels. Et il semble difficile de ne pas penser que c'est là le point de vue géographique. Ce sont, en effet, ces phénomènes qui font varier l'aspect du terrain, c'est-à-dire que ce sont les phénomènes proprement morphologiques (2).

Dans ce cas, on essaiera de déterminer des formes jeunes et vieilles ; on étudiera l'évolution des lapiés, qui passent de la simple rainure à la rigole, puis finissent par morceler les crêtes et ne donnent plus, en définitive, qu'une couche de terra rossa encombrée de chailles. De même, les dolines rares, aux formes abruptes représenteront le premier stade, après quoi elles deviendront de plus en plus nombreuses, se réuniront en ouvalas jusqu'à ce qu'il n'y ait plus au-dessus de la surface que des « monadnocks de corrosion », des *hums*.

Mais, si séduisante que soit cette théorie, elle rencontre des objections.

(1) D.-W. JOHNSON. *Shorelines*, **93**.

(2) Cf. A. GRUND. *Der geographische Zylkus im Karst*, **86**.

a) Elle ne tient pas compte de toutes les formes, même de toutes les formes de la surface. Les vallées sèches, qui jouent dans certaines régions un si grand rôle, sont complètement laissées de côté, et il est en effet impossible d'étudier leur évolution sans étudier en même temps l'enfoncement des eaux qui leur ont donné ce caractère.

b) L'expérience ne montre pas du tout que les phénomènes superficiels évoluent sur le même rythme ; qu'aux formes jeunes de lapiés, par exemple, correspondent des formes jeunes de dolines.

c) Et surtout, il semble impossible de déterminer dans le plus important de ces phénomènes, les dolines, des formes qui soient constamment des formes de jeunesse et constamment des formes de vieillesse. Nous avons vu que les dolines en cuvette peuvent provenir de l'altération des dolines rocheuses, mais qu'elles peuvent être aussi des formes de début. A ne considérer que les formes superficielles, chaque doline semble évoluer de façon indépendante (1).

Nous croyons qu'il sera possible de fixer pour chaque circonstance (nature des roches, climat, conditions hydrosta tiques, etc.) un processus spécial, et que le principe du cycle subsiste. Mais nous avons vu déjà (2), en cherchant à préciser cette évolution, que nous étions obligés de tenir compte des conditions hydrographiques souterraines.

2° On a ainsi été amené à penser que l'essentiel, ce qui permettait une vue synthétique sur l'évolution de la région, c'était les phénomènes intérieurs, plus directement en rapport avec la circulation des eaux. L'état de fissuration de l'intérieur du calcaire permettrait d'examiner le degré d'avancement du cycle karstique.

Mais de tels symptômes sont bien difficiles, pour ne pas dire impossibles à déterminer. Seules sont connues les fissures qui ont été explorées, et il est bien certain, d'après les nombreuses observations souterraines, que le hasard seul permet de pénétrer dans telle grotte qui aurait pu tout aussi bien débuter par une fente inaccessible. De plus, on s'éloigne ainsi de la morphologie qui s'intéresse surtout à la surface.

Cependant, parmi les fissures, il y en a qui sont plus directement en rapport avec l'extérieur ; c'est en se basant à la fois sur les gouffres et cavités souterraines et sur la circulation des eaux que E. Fournier et A. Magnin ont établi une classification des karsts fort ingénieuse et qui, elle, tente d'expliquer le modelé (3). Les grands plateaux du Jura repré-

(1) O. Marinelli (*Atlante*, **107**, Pl. XIV) formule une conclusion analogue : le profil d'une doline peut être rapporté au développement de cette doline, mais ne dit pas grand'chose du degré de développement de la topographie karstique de la région étudiée (Cf. L. Sawicki. *Ein Beitrag zum geog. Zyklus im Karst*, **148**, p. 196).

(2) Chap. II.

(3) E. Fournier et A. Magnin. *Recherches spéléologiques*, **74**. sept. 1899, p. 4.

sentent le premier stade du cycle d'érosion dans les régions calcaires : c'est la période de creusement ; les eaux de pluie entraînent la terre végétale ; les cavités et les entonnoirs commencent à se former. Au deuxième stade (représenté actuellement par les Causses), le calcaire sera mis à nu et la terre végétale concentrée dans les dépressions. Au troisième stade, les cavités souterraines s'agrandiront ; les matériaux qui comblent les entonnoirs finiront par y être entraînés ; la surface sera criblée de gouffres béants : c'est la situation actuelle du karst.

La théorie est séduisante : il est certain que l'évolution normale d'un pays calcaire amènera la création de gouffres et d'entonnoirs de plus en plus nombreux, l'élargissement des fissures et que la circulation superficielle finira par disparaître. On observe bien dans le Jura des faits qui montrent que cette évolution est commencée, et nous les avons énumérés en étudiant les bassins fermés. Il y a des plateaux d'où la circulation superficielle a déjà totalement disparu, comme celui de Lons-le-Saunier ou certains fragments du plateau de Champagnole.

On ne voit pas cependant que la végétation soit absente de ces plateaux, que les gouffres béants y soient plus nombreux (1), ni que dans le sous-sol les galeries y soient plus développées. Ce sont des ordres de phénomènes qui ne semblent pas liés par une loi constante.

E.-A. Martel rejette la théorie en montrant que les différences entre le Jura, les Causses, le Karst sont plus des différences de climat que des différences d'évolution (2).

D'autre part, la théorie n'a pas été jusqu'ici poussée assez loin pour donner une explication systématique de toutes les formes superficielles en rapport avec cette évolution, et il ne semble pas qu'il soit possible de le faire.

Nous mettrons cependant en lumière la place, extrêmement importante, à notre avis, que cette théorie fait au ruissellement superficiel à côté de l'écoulement souterrain dans les karsts atlantiques, définis comme répondant aux premiers stades.

De plus, nous retiendrons que cette théorie fait dépendre le modelé, non plus de phénomènes superficiels, mais de phénomènes profonds avec lesquels les gouffres sont en relations. Et nous arrivons ainsi à une nouvelle série de systèmes qui cherchent dans la circulation des eaux souterraines l'explication profonde de tous les phénomènes superficiels.

Les deux ordres de phénomènes, souterrains et superficiels, se correspondent, feraient partie d'une même évolution qui, groupant tous les phénomènes karstiques, donnerait bien un véritable cycle du karst.

(1) Cf. Carte des gouffres, fig. 82.

(2) E.-A. Martel. *Nouveau traité des eaux souterraines*, **114**, chap. VIII, p. 26.

La théorie la plus complète a été exposée par J. Cvijic qui, en se basant sur une longue expérience des phénomènes karstiques (1), a établi une évolution du karst serrant de très près la réalité, et, à certains égards, définitive (2).

Cette théorie est basée essentiellement sur l'existence des trois zones hydrographiques du Karst : 1° une zone sèche dans les parties supérieures, où l'eau n'est présente que lors des pluies et pour s'écouler aussitôt. (Cvijic prend soin d'ailleurs de noter que cette zone est particulièrement nette dans le karst méditerranéen) ; 2° une zone de transition hydrographique, avec des suintements d'eau constants et des cours d'eau ascendants à certaines époque ; 3° une zone où toutes les fissures sont constamment parcourues par les eaux.

La nappe, reposant sur la couche imperméable, formera donc le niveau de base essentiel.

Au début, l'on n'a encore qu'une zone hydrographique ; les fissures sont toutes pleines d'eau ; de petites dolines commencent à se former. « Lorsque les trois zones hydrographiques sont constituées, la karstification atteint son développement le plus avancé. Les vallées prékarstiques se trouvent désorganisées : leur fond est parsemé d'une série de dolines et d'ouvalas séparées par des seuils. Entre ces anciennes vallées apparaissent d'autres nombreuses dolines qui se sont souvent soudées en ouvalas. Par suite de la disparition des crêtes séparant ces ouvalas, celles-ci se sont parfois confondues et ont formé les poljés d'origine érosive. Quant aux poljés d'origine tectonique, leurs fonds sont souvent aplanis par l'érosion karstique et par le phénomène d'inondation, soit périodique, soit constant (3) ». Puis les phénomènes karstiques vont en s'approfondissant ; ils atteignent ainsi la couche imperméable et s'oblitèrent peu à peu ; mais, en même temps qu'eux disparaît le calcaire et le cycle karstique prend fin (4).

Telle est la théorie qui, actuellement, présente la synthèse la plus complète de l'évolution karstique. Elle n'est pas cependant sans donner lieu à certaines objections qui paraissent surtout graves pour le karst jurassien et J. Cvijic, lui-même, a été amené ensuite à la retoucher en précisant les conditions spéciales des karts partiels (5).

(1) *Das Karstphänomen. Versuch einer geographischen Morphologie*, **40**. *Morphologische und glaciale Studien aus Bosnien, Herzegowina und Montenegro*, **41**. *Bildung u. Dislozierung der dinarischen Rumpfflächen*, **42**.

(2) *Hydrog. souterraine et évolution morphologique du karst*, **43**.

(3) J. Cvijic. *Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst*, **43**, p. 414.

(4) La théorie des trois zones hydrographiques s'applique particulièrement bien à ce que nous avons dit plus haut de la forme des dolines ; celles-ci évolueront différemment suivant qu'elles se trouvent dans la 1re, la 2e ou la 3e zone.

(5) *Le Holokarst. Le Mérokarst*, **45**.

Il y aurait, en particulier, bien des réserves à faire, et J. Cvijic est le premier à les faire, sur les trois zones hydrostatiques qui sont beaucoup moins nettes qu'il ne semble à première vue. Souvent, l'in-suffisante fissuration du calcaire par rapport aux eaux à écouler main-tient une circulation souterraine dans la zone qui, théoriquement, devrait être sèche.

C'est le cas, d'ailleurs, de tous les karsts jeunes. Mais le karst du Jura n'a pas, en général, le temps de vieillir en rapprochant sa surface du niveau de base. Les bancs calcaires sont trop peu épais, et trop attaqués par les rivières voisines ; le développement n'est pas complet (1).

Et il ne s'agit pas là seulement d'un accident qui se puisse comparer à un abaissement de la mer pour le cycle normal. La variation du niveau de base marin peut se produire plus ou moins tard comme elle peut ne pas avoir lieu. L'intervention de l'érosion subaérienne dans un cycle du Jura est, au contraire, constante et nécessaire. Les vallées voisines tendent fatalement à s'approfondir et à remonter leurs têtes. Nous sommes obligés de tenir compte de cette érosion subaérienne comme d'un élément de tout cycle jurassien.

Et surtout l'influence de ces événements extérieurs n'est pas la même sur tous les phénomènes karstiques. Elle ne se contente donc pas d'in-terrompre le cycle karstique. Elle le dissocie en quelque sorte.

Ces événements extérieurs, en effet, vont surtout causer des varia-tions de niveau de l'eau souterraine, et modifier les rapports des zones hydrographiques et de la surface en déterminant le passage d'une phase à l'autre. Mais l'évolution des dolines n'en sera pas toujours influencée. Par exemple, une fois commencé le troisième stade, où l'eau n'arrive plus jusqu'à la surface, les variations de l'eau profonde et la multiplica-tion des dolines seront deux phénomènes absolument distincts. L'eau tombera de plus ou moins haut, sans doute, à l'intérieur de la terre, mais il est impossible d'imaginer une influence quelconque sur les phé-nomènes karstiques de la surface. On peut imaginer que le niveau de l'eau profonde varie, pendant cette période, pour une cause quelconque (drainage par l'érosion remontante d'une vallée subaérienne, par exem-ple) ; cela ne peut avoir, à ce moment, aucune action sur l'évolution des dolines superficielles.

De même, A. Cholley étudie dans le Parmelan un karst sénile qui se traduit par des lapiés en ruines et où, cependant, les formes de l'érosion souterraine sont très jeunes (2).

(1) Cette anomalie a été mise en lumière par F. Katzer. *Karst und Karsthydro-graphie*, **94** et par Emm. de Martonne. *Traité de géographie physique*, **117**, 3e éd., p. 478.

(2) *Le Parmelan*, 37.

En réalité, il y a bien une évolution karstique ; nous l'avons rencontrée partout, dans la vie des formes individuelles, dans les relations que ces formes peuvent avoir entre elles. Mais il s'agit souvent d'évolutions multiples qui interfèrent sans se commander. Aussi les lois de cette évolution, valables pour tous les karsts, sont-elles très générales ; en précisant les conditions de chaque karst, on peut serrer le problème de plus près.

Les adaptations du cycle karstique

Le cycle karstique typique, tel qu'il a été défini, est uniquement celui du karst dinarique.

Les uns ont cherché alors à poser différents types de karsts, dont chacun aurait son cycle spécial ; les autres ont essayé de retrouver dans chaque karst le cycle typique plus ou moins déformé.

Parmi les premiers, L. Sawicki (1) avait proposé une classification des karsts d'après la couverture plus ou moins abondante de terra rossa. Il avait ainsi défini un cycle des karsts couverts qu'on rencontre plus spécialement dans l'Europe centrale et occidentale. L'érosion karstique, en se développant, détermine sur le sol la formation d'un manteau de terra rossa qui bouche toutes les fissures et rétablit, par là-même, la circulation subaérienne et l'érosion normale. Celle-ci, à son tour, déblaie le sol, ramène à la surface le calcaire nu et inaugure un nouveau cycle. Ainsi se succèdent fatalement les deux érosions, et il y a bien là un véritable cycle.

La théorie a été ruinée par les critiques d'A. Grund. L'érosion karstique n'est nullement arrêtée par la formation de terra rossa ; l'eau suinte à travers cette terre et rejoint le calcaire du sous-sol ; le karst couvert continue à évoluer (2). Il semble donc qu'il n'y ait pas succession de l'érosion karstique et de l'érosion subaérienne, mais, comme nous l'avons montré, concomitance de l'une et de l'autre.

F. Katzer a proposé une autre classification des karsts, basée sur l'épaisseur plus ou moins grande du calcaire (3), et cette classification ingénieuse contient une grande part de vérité. Il y aurait ainsi un cycle des karsts profonds et un cycle des karsts peu profonds.

En réalité, cette classification ne peut être vraie que s'il s'agit de conditions par ailleurs identiques. Dans les régions dinariques, par exemple, les différences de profondeur peuvent suffire à classer les

(1) *Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst*, **148**.

(2) A. Grund. *Beiträge zur Morphologie des dinarischen Gebirges*, **85** et *Der geographische Zyklus im Karst*, **86**.

(3) Fr. Katzer. *Karst und Karsthydrographie*, **94**.

karsts. Mais il faut tenir compte aussi d'autres circonstances. Et les conditions climatiques ne jouent pas un rôle moins important dans la classification des karsts (1).

D'autres auteurs, enfin, ont gardé comme seul vrai le cycle karstique dinarique et se sont attachés surtout à en montrer les déformations dans les autres karsts. Ils en ont été réduits à parler de karsts imparfaits (2), de karsts manqués (3). Et J. Cvijic a récemment consacré à ces karsts une série de notes (4), en créant pour eux le nom de *Mérokarsts* (ou karsts partiels, d'après le grec *meros*, partie).

Dans le mérokarst proprement dit, on ne trouve ni lapiés ni poljés ; les dolines sont assez rares et creusées dans les matériaux meubles qui souvent recouvrent le calcaire ; l'érosion chimique ne fait guère que « préparer les voies de pénétration des eaux atmosphériques en élargissant les fissures et donnant ainsi une impulsion à l'érosion mécanique souterraine qui devient bientôt prépondérante » (5).

Entre le holokarst et le mérokarst se placent deux types de transition : les Causses où des plateaux calcaires profonds sont séparés par des canyons et le Jura où les couches calcaires alternent avec les couches marneuses.

Toutes les circonstances qui viennent modifier le régime karstique ne sont plus considérées que comme des « résistances » et ne sont étudiées que par la déformation du cycle karstique.

Toute évolution karstique doit donc être étudiée à un double point de vue. D'une part, on ne peut pas parler d'un karst sans le comparer, le mesurer, en quelque sorte, avec le karst dinarique, et lui donner, par conséquent, sa place dans la hiérarchie des karsts. D'autre part, chaque région garde ses conditions propres, son évolution qu'il faut étudier pour elle-même. Il n'y a plus alors de karsts imparfaits ; il y a des karsts différents où les phénomènes karstiques se groupent suivant des lois différentes (6). Et il y a un cycle par karst.

II. — *Le cycle jurassien*

Essayons de définir le cycle jurassien où se combineront l'érosion karstique et l'érosion normale dans l'évolution d'ensemble du paysage.

(1) Cf. G. Chabot. *Récents progrès de l'étude des phénomènes karstiques*, **31**.
(2) A. Cholley. *Le Parmelan*, **37**.
(3) G. Chabot. *Le Revermont*, **29**.
(4) J. Cvijic. *Types morphologiques des terrains calcaires*, **45**.
(5) *Ibid.* p. 758.
(6) Jacoba Hol (*Beiträge zur Hydrographie der Ardennen*, **91**) arrive à une conclusion analogue en ce qui concerne l'Ardenne.

Dans les conditions actuelles du Jura, on peut dire que l'érosion karstique ne joue qu'un rôle très faible en face de l'érosion subaérienne. Celle-ci sera toujours en avance tant que durera le stade de jeunesse et c'est elle qui éterminera les principales phases de l'évolution du pays.

Nous avons vu, en effet, que l'eau circule dans les cavités souterraines à une altitude qui concorde avec celle des niveaux subaériens voisins, et qu'elle y détermine des réseaux de grottes ; c'est en rapport aussi avec les niveaux subaériens que se modèlent les poljés comme celui de Saône. Les niveaux d'eau souterrains jouent, sans doute, ici, un rôle capital ; mais ils ne sont stables que dans la mesure où ils dépendent des niveaux subaériens, et c'est à ceux-ci, en définitive, qu'il faut toujours revenir. Les mêmes causes règlent encore l'évolution des dolines, qui dépendra, dans une certaine mesure, des eaux souterraines.

Le niveau de base de l'évolution karstique est donc donné par le niveau de base subaérien local. Ainsi l'évolution karstique, plus ou moins en retard sur l'évolution subaérienne, suit toujours celle-ci, se règle sur les principaux épisodes de son histoire, jusqu'au jour où elle finit par être absorbée en elle.

Le terme de cette évolution n'est pas, en effet, la pénéplaine karstique, mais bien la pénéplaine d'érosion subaérienne.

La pénéplaine d'érosion karstique, proprement dite, n'existe sans doute pas, et l'on n'en connaît aucun exemple. On imagine pourtant comme terme lointain de l'évolution actuelle, dans les régions privées de ruissellement, une surface encore très inégale, parsemée de *hums*, et où apparaît la roche imperméable. Cette surface, due à l'érosion karstique, en forme donc le terme dernier.

Il ne saurait en être de même dans le Jura. L'évolution karstique n'y arrivera jamais à son développement complet, parce que les vallées subaériennes se creusent et s'élargissent au milieu même des plateaux.

La Loue ramifie, à travers le plateau d'Ornans, des vallées affluentes qui reculent peu à peu leurs têtes et parfois peuvent se prolonger par d'anciennes galeries souterraines mises à jour ; les rivières de la Bresse : Furieuse, Orain, Seille, Vallière entaillent dans le plateau de Lons-le-Saunier de formidables reculées ; l'Ain dissèque le plateau de Champagnole et réussit à atteindre le plateau de Nozeroy.

Toutes ces vallées qui se creusent et s'élargissent réduisent de plus en plus les blocs calcaires qui les séparent et sur lesquels se conservent les surfaces d'érosion karstique. Elles évoluent moins vite sans doute que les vallées de terrains imperméables mais infiniment plus vite que ces surfaces karstiques.

Et ainsi se prépare la pénéplaine d'érosion subaérienne qui apparaît bien comme le terme dernier de l'érosion jurassienne.

Pour déterminer l'âge d'un paysage jurassien, il faudra donc surtout tenir compte des formes qui conduiront à la vieillesse, c'est à-dire à la pénéplaine subaérienne. L'état des formes purement karstiques n'aura qu'une importance relativement faible. Seules pourront compter, parmi ces formes, celles qui traduiront les rapports avec les vallées subaériennes : développement des galeries au niveau de la vallée subaérienne, élargissement des gouffres et fissures qui mettent les bassins fermés en rapport avec cette vallée, car ces formes sont celles qui pourront préparer l'érosion régressive des rivières.

Ce qu'il faudra surtout considérer, ce sera l'état de ces vallées. La forme même des versants, gardant longtemps la raideur caractéristique des pays calcaires, importera peu ; mais l'extension de ces vallées en longueur et en largeur permettra de mesurer l'attaque du bloc calcaire par l'érosion normale, et c'est elle, par conséquent, qui donnera le degré d'avancement de l'érosion jurassienne, l'âge à l'intérieur du cycle.

Et cela rapproche singulièrement l'érosion jurassienne de l'érosion normale. Elle s'en distinguera surtout par sa lenteur d'évolution, dans les premières phases, tout au moins. De même que dans le cycle jurassien l'érosion subaérienne va beaucoup plus vite que l'érosion karstique, de même le cycle subaérien évoluera beaucoup plus vite que le cycle jurassien retardé par les caractères karstiques.

Les phénomènes karstiques apparaissent donc pour le Jura comme l'ensemble des phénomènes, souterrains ou superficiels, qui viennent se greffer en terrains calcaires, sur l'érosion subaérienne et qui en retardent ou en modifient l'évolution.

Ainsi travaille l'érosion jurassienne. Les bancs marneux et les bancs calcaires se découvrent à tour de rôle ; les vallées en se développant font brèche dans les bassins fermés ; les dépôts glaciaires sont emportés ; les niveaux de base extérieurs s'abaissent, inaugurant de nouveaux cycles d'érosion. L'évolution des plateaux se poursuit sous la diversité des aspects morphologiques ; et, lentement, une nouvelle pénéplaine tend à se former, semblable à celle qui, jadis, s'étendait à travers le Jura Central.

APPENDICE

Le Vocabulaire karstique (1)

Aven : Jama en forme de puits ou de cheminée. On emploie souvent le terme de gouffre comme synonyme ; il semble que gouffre soit plutôt synonyme de jama.

Bassin fermé : Région parcourue par un ou plusieurs cours d'eau subaériens et privée de drainage superficiel vers l'extérieur. En terrain calcaire, les bassins fermés avec drainage souterrain se confondent souvent avec les poljés ; mais ils ne présentent pas nécessairement les caractères hydrographiques des poljés qui n'en sont qu'un cas particulier.

Bogaz : Dépression semblable à une doline, mais très étroite et très allongée. « Les bogaz font la transition entre les lapiés à fissures (Kluftkarren) et les dolines allongées... La longueur atteint souvent 100 mètres et la largeur ne dépasse jamais 7 ou 8 mètres ». (J. Cvijic. *Hydrographie souterraine*, **43,** p. 420).

Canyon : Vallée profondément encaissée au milieu de plateaux calcaires.

Causse : Plateau calcaire formant un compartiment isolé entre de profondes vallées, par analogie avec les Causses du Gévaudan ou du Quercy.

Diaclase : Cassure perpendiculaire ou oblique au plan de stratification dans les roches sédimentaires.

Doline : « Dépression fermée, circulaire ou elliptique, généralement moins profonde que large », qui se forme à la surface des roches solubles. « Les dimensions sont assez petites en général, et ne dépassent pas 200 mètres de diamètre ». (d'après Emm. de Martonne. *Traité*, **117**, p. 657).

Il peut paraître utile aussi de fixer dans le vocabulaire les formes typiques de dolines au lieu d'utiliser des comparaisons variables suivant les

(1) Il nous a paru utile de préciser les définitions des termes karstiques que nous avons employés dans les pages précédentes. Il ne s'agit pas ici de recueillir tous les termes en usage dans les différentes régions calcaires, et qui, d'ailleurs, font souvent double emploi.

auteurs. On distingue généralement les dolines en formes de *baquets* (aux parois abruptes et généralement rocheuses), de *puits*, d'*entonnoirs*, de *cuvettes*, d'*écuelles* (aux parois en pentes très douces).

Eeau de fond (*Grundwasser*) : Masse d'eau qui, d'après certains auteurs, serait située à la partie inférieure d'une masse calcaire.

Exsurgence : Apparition à l'air libre d'eaux qui se sont rassemblées dans les fissures du calcaire, sans avoir donné lieu préalablement à un cours d'eau. S'oppose ainsi à résurgence (d'après E. Fournier. *Les eaux souterraines*, **73**, p. 10).

Gouffre : V. Jama.

Holokarst : Karst complet, c'est-à-dire où l'on rencontre tous les caractères définis dans le karst dinarique typique (d'après J. Cvijic, **45**).

Hum : Butte calcaire résiduelle au milieu d'un paysage karstique.

Jama ou Gouffre : « Excavation de la surface qui se prolonge vers la profondeur par des grottes, verticales ou horizontales » (J. Cvijic. *Hydrographie souterraine*, **43**, p. 420).

Karst : Région de plateaux calcaires au Nord-Ouest de la pénéplaine balkanique. Par extension, toute région faite de roches calcaires, où se retrouvent les caractères morphologiques du karst.

Karstique : Présentant les caractères morphologiques dus à la présence des roches calcaires, et, plus généralement, de roches solubles, fissurées et résistantes.

Karst barré : Karst entouré de roches imperméables qui empêchent l'écoulement des eaux souterraines (d'après P. Iovanovitch, **92**, p. 397).

Karst couvert : Karst recouvert d'un manteau de roches meubles dû à la décalcification du substratum.

Karst sous-jacent (en allemand *unterirdisches Karstphänomen*) : Karst recouvert d'un manteau de roches meubles étrangères au substratum (d'après A. Penck. *Mélanges* Cvijic, **31**).

Lapiés (ou lapiez) : Ciselures superficielles en terrains calcaires (d'après Emm. de Martonne. *Traité*, **117**, p. 656). Sur la définition des différentes formes de lapiés. V. Cvijic. *The evolution of lapies*, **44**.

Lapiaz : « Surface sculptée de lapiés » (A. Cholley. *Préalpes*, **39**, p. 138, en note). L'ortographe correcte est lapiaz ; mais on doit prononcer *lapie* (A. Cholley, *ibid.*).

Mérokarst : Karst imparfait, c'est-à-dire où l'on ne rencontre pas tous les caractères définis dans le karst dinarique typique (d'après J. Cvijic, **45**).

Ouvala : Dépression fermée intermédiaire par ses dimensions entre la doline et le poljé (diamètre généralement supérieur à 500 ou 600 mètres) et généralement formée par la réunion de plusieurs dolines (J. Cvijic. *Hydrographie*, **43**, p. 416). L'ouvala est plutôt une forme de karst pur, tandis que le sotch est une forme de karst partiel.

Poljé : Dépression de forme et d'origine très variables, privée de drainage vers l'extérieur et pouvant atteindre de vastes dimensions (plusieurs dizaines de kilomètres). Souvent les poljés sont inondés, pendant une partie de l'année au moins, par les eaux qui montent du fond de la dépression.

Ponor : Jama servant à l'absorption des eaux superficielles, et parfois aussi à la sortie des eaux souterraines, le même ponor pouvant fonctionner dans les deux sens.

Reculée : Échancrure dans un escarpement calcaire. Une source apparaît souvent à la tête de cette échancrure et le terme s'oppose ainsi dans les Préalpes à celui de *goulet* (J. BLACHE. *Relief préalpin*, **7**, p. 401).

Résurgence : Réapparition à l'air libre d'un cours d'eau qui, après un premier parcours superficiel, avait été absorbé dans les cavités du calcaire (d'après E. FOURNIER. *Les eaux souterraines*, **73**, p. 10). S'oppose à exsurgence.

Rideau : Dénivellation en forme de gradin qui se présente en particulier sur les versants formés de roches crayeuses.

Sotch : Dépression fermée plus ou moins étendue, dont le nom est tiré des Causses du Gévaudan, et dont le sens morphologique n'a pas été défini de façon précise jusqu'ici (cf. Emm. DE MARTONNE. *Traité*, **117**, p. 651). Intermédiaire par ses dimensions entre la doline et le bassin fermé, le sotch pourrait prendre place dans la série des formes karstiques, à côté de l'ouvala. Celle-ci est ordinairement due à la réunion de plusieurs dolines, tandis que le sotch est ordinairement formé aux dépens d'une ancienne vallée. D'autre part, le sotch ne présente pas les caractères hydrographiques des poljés.

Terra rossa : Résidu de la dissolution superficielle des roches calcaires.

Vallée aveugle : Vallée dont le drainage superficiel est interrompu vers l'aval par l'absorption des eaux dans le sous-sol (cf. Emm. DE MARTONNE. *Traité*, **117**, p. 655).

Vallée sèche : Vallée privée de drainage pendant une partie au moins de l'année, par suite de l'absorption des eaux dans le sous-sol.

INDEX DES OUVRAGES CITÉS (1)

Cartes topographiques

Cartes au 1/200.000, éditées par le Service géographique de l'Armée :

Feuilles n° 35 : Vesoul
— 42 : Besançon.
— 48 : Annecy.

Cartes au 1/80.000 éditées par le Service géographique de l'Armée :

Feuilles n° 114 : Montbéliard.
— 126 : Besançon.
— 127 : Ornans.
— 138 : Lons-le-Saunier.
— 139 : Pontarlier.
— 149 : St-Claude.

Levés au 1/10.000 et au 1/20.000 publiés par le Service géographique de l'Armée.

Régions de Besançon-Salins, Montbéliard, Pontarlier
et Feuilles XXXIV-23 (Vercel),
— XXXIV-24 (Ornans),
— XXXV-23 (Maîche).

Le Service géographique de l'Armée a établi, en outre, d'après les plans directeurs, des plans-reliefs au 1/20.000, notamment ceux de Gonsans et de Vercel dont on trouvera la reproduction pl. I.

(1) La liste suivante n'a pas la prétention d'être une bibliographie complète. Elle doit simplement permettre de retrouver les ouvrages cités dans le présent volume, et elle ne mentionnera ni tous les ouvrages consultés, ni même tous ceux qu'il serait utile de connaître sur les plateaux du Jura. Nous ne pouvons que renvoyer le lecteur à la magistrale *Bibliographie du Jura franco-suisse* récemment publiée par Emm. de Margerie.

Cartes géologiques

Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000 :

Feuilles 114 : Montbéliard, par W. Kilian (1891).
— 126 : Besançon 1re édit., par M. Bertrand (1882) ;
— — 2e édit. revue par E. Fournier avec la collaboration de M. Piroutet (1922).
— 127 : Ornans, par Kilian, E. Haug, L. Rollier (1893).
— 138 : Lone-le-Saunier, par M. Bertrand (1884).
— 139 : Pontarlier, par M. Bertrand (1887).
— 149 : St-Claude, par E. Bourgeat (1894).

On doit mentionner également la carte structurale du Jura franco-suisse, au 1/400.000, par le Général de La Noë. Cette carte a été annexée à la Bibliographie du Jura franco-suisse d'Emm. de Margerie.

Enfin, il existe, dans de nombreuses mairies, des plans-cartes géologiques de la commune correspondante, établis par les soins d'E. Fournier et de ses collaborateurs.

Ouvrages et articles

1 Allix (A.) : La morphologie glaciaire en Vercors (*Recueil des travaux de l'Institut de géographie alpine*, II, 1914, p. 1-185).

2 Amsler (A.) : Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie im östlichen Jura *Eclogae geologicæ Helvetiæ*, XVI, 1922, p. 511-516).

3 Baulig (H.) : Écoulement fluvial et dénudation, d'après les travaux de l'United States geological Survey (*Annales de Géographie*, XIX, 1910, p. 385-411).

4 — Questions de Morphologie vosgienne et rhénane (*Ann. de Géog.*, XXXI, 1922, p. 132-154 et 385-401).

5 Benoit (E.) : Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central par Pontarlier (*Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, V, 1876-77, p. 61-73).

6 Bertrand (L.) : Les anciennes mers de France et leurs dépôts, t. I, Paris, 1921.

7 Blache (J.) : Relief préalpin et relief jurassien (*Ann. de Géog.*, XXXIV, 1925, p. 398-412).

8 Bourcart (J.) : Les confins albanais administrés par la France (1916-1920) (*Revue de Géog.*, X, 1922).

9 — Sur des mouvements récents en Albanie occidentale (*C. R. Ac. Sciences*, 178, 1924, p. 953-956).

10 **Bourgeat** (E.) : Sur quelques phénomènes de glissement dans le Jura (*Bull. de la Soc. géol. de France*, 3e série, XXVI, 1898, p. 447-452).

11 — La bordure occidentale du Jura entre Saint-Amour et Salins (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, V, 1905, p. 614-623).

12 — Quelques remarques stratigraphiques et paléontologiques sur le Jura central (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, IX, 1909, p. 79-84).

13 — Les deux rivières maîtresses du Jura. L'Ain. Le Doubs (*Mém. Soc. d'Emulation du Jura*, 8e série, IV, 1910).

14 — Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Jura, du 27 août au 3 sept. 1911 (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, XI, 1911, p. 473-537).

15 — Quelques remarques sur la région de la Serre et le Nord du Jura (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, XIII, 1913, p. 304-306).

16 — Le Mont Poupet, près de Salins (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, XIV, 1914, p. 407-410).

17 — Sur le soulèvement post-bathonien du Sud de la Serre (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, XV, 1915, p. 274-276).

18 — Les dolines et les vallées sèches du Jura dôlois (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, XIX, p. 37-41, 1919).

19 **Boyer** (G.) : Remarques sur l'orographie des Monts-Jura (*Mém. Soc. Emulat. Doubs*, 6e série, II, 1887, p. 257-327).

20 — Le Mont Poupet. Étude orographique, avec carte géologique et diagrammes (*Annuaire du Club alpin français*, IV, 1877, p. 400-416).

21 — Sur la provenance et la dispersion de galets silicatés et quartzeux dans l'intérieur et sur le pourtour des Monts-Jura (*Mém. Soc. Emulat. Doubs*, 1885).

22 **Boyer** (G.) et **Girardot** (A.) : Études sur le quaternaire dans le Jura bisontin (*Mém. Soc. Emulat. Doubs*, 6e série, VI, 1891, p. 345-383).

23 **Braun** (G.) : Zur Morphologie der Umgebung von Basel (*Verhandl. d. Naturgesellsch. in Basel*, 1917).

24 **Briquet** (A.) : Le néogène du Nord de la Belgique et des Pays-Bas et ses relations stratigraphiques (*Bull. de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, XXXII, 1922, p. 69-91).

25 — Les alluvions quaternaires dans la plaine d'Alsace entre la Fecht et la Bruche (*Bull. du Serv. de la Carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, I, fasc. II, 1923, p. 65-76).

26 — Carte tectonique de l'Artois et des régions voisines (*C. R. du 13e Congrès géol. internat.*, 1922, Liége, 1923, p. 387-422).

27 **Bruckner** (Ed.) et **Penck** (A.) : Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1901-09, t. II.

28 Buxtorf (A.) : Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis-und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung des letztern für die Geologie des Juragebirges (*Verhandl. Naturforsch. Gesellsch. Basel*, XXVII, 1916, p. 9-65).

29 Chabot (G.) : Le Revermont. Étude sur une région karstique du Jura méridional (*Ann. de géog.*, XXI, 1913, p. 399-416).

30 — Une bibliographie du Jura (*Ann. de géog.*, XXXIII, 1924, p. 173-176).

31 — Récents progrès de l'étude des phénomènes karstiques (*Ann. de géog.*, XXXIV, 1925, p. 481-494).

32 Chaix (E.) : Contribution à l'étude des lapiés : la topographie du désert de Platé (*Le Globe*, XXXIV, 1895).

33 Chaput (E.) : Les variations de niveau de la Loire et de ses affluents pendant les dernières périodes géologiques (*Ann. de géog.*, XXVIII, 1919, p. 81-98).

34 — Remarques sur le rôle des décrochements dans la tectonique de la Côte d'Or (*C. R. Ac. Sc.*, 170, 1920, p. 1586-1588).

35 Chaput (E.) et Perriaux (L.) : Existence de sables albiens et de poudingues calcaires sur les hauts plateaux de la Côte d'Or (*C. R. Ac. Sc.*, 176, 1923, p. 1164-1165).

36 Cholley (A.) : La Vôge (*Ann. de géog.*, XXIII-XXIV, 1914-1915, p. 219-235).

37 — Évolution du relief karstique du Parmelan (Préalpes de Savoie) (*C. R. Ac. Sc.*, 177, 1923, p. 276-279).

38 — Les débouchés de la vallée d'Annecy. Étude de morphologie fluvioglaciaire (*Ann. de géog.*, XXXII, 1923, p. 193-209).

39 — Les Préalpes de Savoie (Genevois, Bauges) et leur avant-pays. Etude de géographie régionale, Paris, 1926.

40 Cvijic (J.) : Das Karstphänomen. Versuch einer geographischen Morphologie (*Geog. Abhandl. v. Penck*, V, 1893).

41 — Morphologische und glaciale Studien aus Bosnien, Herzegowina und Montenegro (*Abhandl. d. geog. Gesellesch. in Wien*, 1900, nº 6 et 1901, nº 2).

42 — Bildung und Dislozierung der dinarischen Rumpfflächen (*Petermanns geog. Mitteilungen*, 1909, p. 121, 157 et 177).

43 — Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst (*Rev. de géog. alpine*, IV, 1918, p. 375-426).

44 — The Evolution of lapies. A Study in Karst Physiography (*Geog. Review*, XIV, 1924, p. 26-49).

45 — Types morphologiques des terrains calcaires (*C. R. Ac. Sc.*, 180, 1925, p. 592-594, 757-759, 1038-1040).

46 Danes (J.-V.) : Karststudien in Jamaica (*Sirzber. Böhm. Ak. d. Wiss.*, Prague, 1914).

47 Daubrée (A.) : Rapport relatif aux mouvements du sol signalés sur le territoire de Doucier (Jura), par M. Pernot, membre de la Société d'Émulation du Jura (*Rec. des Trav. scientif.*, 1884, p. 281-284).

48 David (A.) : Le relief de la Montagne Noire (*Ann. de géog.*, XXIX, 1920, p. 241-260).

49 Delafond (F.) : Le chenal houiller du Plateau central (*C. R. somm. des séances de la Soc. géol. de France*, 1920, p. 73-75).

50 Delafond (F.) et Depéret (Ch.) : (*Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignites et de minerai de fer*, 2 vol., Paris, 1893).

51 Delebecque (A.) : Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents (*Bull. Serv. Carte géol. de France*, XIII, 1902, p. 489-501).

52 — Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées du Doubs et de ses principaux affluents (*Bull. Serv. Carte géol. de France*, XVII, 1907, p. 156-162).

53 — Sur les terrains glaciaires des feuilles de Besançon, Pontarlier et Lons-le-Saunier (*Bull. Serv. Carte géol. de France*, XIX, 1909, p. 72-77).

54 Depéret (Ch.) : Essai de coordination générale des temps quaternaires (*C. R. Ac. Sc.*, 1918 à 1922).

— V. Delafond.

55 Depéret (Ch.) et Mazeran (P.) : Sur la Bresse châlonnaise et ses terrains quaternaires (*C. R. Ac. Sc.*, 171, 1920, p. 305-308).

56 Dollfus (G.-F.) : Quelques nouveaux gisements de terrains tertiaires dans le Jura près de Pontarlier (*Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, XV, 1886-87, p. 179-193).

57 Douvillé (Robert) : Remarques à propos du Rhin français pliocène (*C. R. somm. des séances de la Soc. géol. de France*, 1913, p. 214-216).

58 Eisenmenger (G.) : Etudes sur l'évolution du Rhin et du système hydrographique rhénan, Paris, 1907.

59 Fourmarier (P.) et Lohest (M.) : L'évolution géographique des régions calcaires (extrait des *Annales de la Société géologique de Belgique*, t. XXX, Mémoires, Liége, 1903).

60 Fournier (E.) : Recherches spéléologiques dans la chaîne du Jura (*Mém. Soc. de Spéléologie*, 1896-1914).

61 — Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue dans leurs rapports avec la structure géologique (*Ann. de géog.*, IX, 1900, p. 219-228).

62 — Études sur la tectonique du Jura franc-comtois (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, I, 1901, p. 97-112).

63 — Sur la structure des réseaux hydrographiques souterrains dans les régions calcaires (*C. R. Ac. Sc.*, 134, 1902, p. 129-132).

64 — Nouvelles études sur la tectonique du Jura franc-comtois (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, IV, 1904, p. 497-512).

65 — Examen des projets d'alimentation en eau dans les départements du Doubs, du Jura, de la Haute-Saône et du Territoire de Belfort (*Bull. Serv. carte géol. de France*, depuis 1904).

66 — Sur des phénomènes de capture de cours d'eau datant du XVIIe, du XVIIIe et du début du XIXe siècles, prouvées par des documents cartographiques (*C. R. Ac. Sc.*, 140, 1905, p. 744-746).

67 — Analyse et critique de la conférence de M. Emm. de Margerie sur la structure du Jura (*Bull. de la Soc. d'Hist. Nat. du Doubs*, 19, 1910).

68 — Sur l'existence de la houille en Franche-Comté, à St-Germain, près de Lure (Hte-Saône) (*C. R. Ac. Sc.*, 153, 1911, p. 908-910).

69 — Le Doubs et la Loue. Notice. Besançon, 1913.

70 — Sur la nature et la structure du substratum de la chaîne du Jura (*C. R. Ac. Sc.*, 175, 1922, p. 492-494).

71 — Explorations souterraines en Franche-Comté. Les gouffres, Besançon, 1923.

72 — *Id.* Grottes et rivières souterraines, Besançon, 1923.

73 — *Id.* Les eaux souterraines, Besançon, 1926.

74 FOURNIER (E.) et MAGNIN (A.) : Recherches spéléologiques dans la chaîne du Jura (*Mém. Soc. de Spéléologie*, III et IV, 1899 et 1900).

75 — Sur la vitesse d'écoulement des eaux souterraines (*C. R. Ac. Sc.*, 136, 1903, p. 910-912).

76 GÉRARD (Cap.) : Comptes rendus d'excursions géologiques faites de 1906 à 1908 dans le Jura franc-comtois, sous la direction de M. le Prof. Fournier (*Mém. Soc. d'Hist. Nat. du Doubs*, XVI, 1908).

77 GIGNOUX (M.) et HOFFMANN (C.) : Le bassin pétrolifère de Péchelbronn (Alsace). Étude géologique (*Bull. Serv. carte géol. Als. et Lorr.*, I, fasc. 1, 1920, p. 1-46).

78 GIRARDIN (P.) et NUSSBAUM (F.) : Sur les formations glaciaires de la Chaux d'Arlier (*C. R. Ac. Sc.*, 144, 1907, p. 1073-1075.

79 GIRARDOT (L.-A.) : La réunion de la Société géologique de France dans le Jura méridional en 1885. Les facies du jurassique supérieur du Jura (*Mém. Soc. Emul. du Jura*, 1887).

80 — Note sur l'étude des mouvements lents du sol dans le Jura (*Mém. Soc. Emul. du Jura*, 3e série, I, 1890.

81 GIRARDOT (A.) : Etudes géologiques sur la Franche-Comté septentrionale. Le système oolithique, Paris, 1896.

82 — Le système oolithique de la Franche-Comté septentrionale (*Mém. Soc. Emul. Doubs*, 1896).

— V. BOYER.

83 Gorceix (Ch.) : Expériences de laboratoire sur la formation des montagnes (*Rev. de géog. alpine*, XII, 1924, p. 31-78).

84 Grund (A.) : Die Karsthydrographie. Studien aus Westbosnien (*Geog. Abhandl. v. Penck*, VIII, H. 3, 1903).

85 — Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges (*Geog. Abhandl. v. Penck*, IX, H. 3, 1910).

86 — Der geographische Zyklus im Karst (*Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, 1914).

87 Haug (E.) et Kilian (W.) : Sur les dislocations des environs de Mouthier-Hautepierre (Doubs) (*Bull. Serv. carte géol. de France*, t. XVII, 1906).

88 Heim (A.) : Geologie der Schweiz, Bd. I. Molasseland und Jura gebirge. Leipzig, 1919.

89 Hettner (A.) : Aus dem Schweizer Jura. Eine morphologische Skizze (*Geog. Zeitschr.*, XVIII, 1912, p. 515-521).

90 Hobbs (W.-H.) : Les glaciers de montagne et les formes de terrain correspondantes (trad. A. Allix). (*Rev. de Géog. alpine*, t. X, 1922, p. 201-279).

Hoffmann : V. Gignoux.

91 Hol (Jacoba) : Beiträge zur Hydrographie der Ardennen (*Frankf. Verein für Geog.*, 1914-16).

92 Iovanovitch (Petar) : L'eau dans le karst barré (*Recueil des Travaux dédiés à M. Jovan Cvijic par ses amis et collaborateurs à l'occasion de ses* 35 *ans de travail scientifique*, Belgrade, 1924).

93 Johnson (Douglas W.) : Shore processes and shoreline development, New-York, 1919.

94 Katzer (Fr.) : Karst und Karsthydrographie (*Zur Kunde der Balkanhalbinsel*, VIII, 1909).

95 Kilian (W.) : Notes géologiques sur le Jura du Doubs (*Mém. Soc. d'Emulation de Montébliard*, t. XIII, 1883 ; XVI, 1885-86 ; XXI, 1890 ; XXIV, 1894 ; XXV, 1895).

— V. Haug.

96 Krebs (N.) : Neue Forschungsergebnisse zur Karsthydrographie (*Petermanns geog. Mitteil.*, 1908, p. 166-168).

97 Lamairesse : Etudes Hydrologiques sur les Monts-Jura, Paris, 1874.

98 Lamothe (Général de) : Sur le passage du Rhin par la vallée du Doubs (*C. R. Ac. Sc.* ,137, 1903, p. 389-391).

99 — Évolution tectonique du relief des Vosges méridionales pendant le quaternaire et solution du problème du Noir Gueux (*C. R. Ac. Sc.*, 178, 1924, p. 2109-2111).

100 — Les anciennes nappes alluviales du bassin de la H^te^-Moselle. Évolution tectonique du relief des Vosges méridionales et origine du barrage du Noir Gueux (*Bul. Soc. géol. de France*, 4e série, XXIV, 1924).

101 LAUNAY (L. DE) : L'allure probable du terrain houiller entre le plateau central et les Vosges (*Bul. Serv. carte géol. de France*, 138, 1919).

LOHEST (M.) : V. FOURMARIER (P.).

102 MACHATSCHEK (F.) : Der Schweizer Jura. Versuch einer geomorphologischen Monographie (*Petermanns geog. Mitteil.* Erg. h., 150, 1905).

103 Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im Alpinen Gebirgssystem (*Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. z. Berlin*, 1916).

104 — Geomorphologie. *Allgemeine Geog.*, III, Leipzig, 1919.

105 MAGNIN (A.) : Les lacs du Jura (*Ann. de géog.*, III, 1893, p. 20-41 et 1894, p. 213-226).

— V. FOURNIER.

106 MARÉCHAL (E.) : Recherches spéléologiques dans la chaîne du Jura (*Mém. de la Soc. de Spéléologie*, IV, 1901, p. 159-164).

107 MARINELLI (O.) : Atlante dei Tipi geografici desunti dai relievi al 25.000 e al 50.000 dell' I. G. M., Florence, 1922.

108 MARGERIE (Emm. DE) : La structure du Jura (*Actes Soc. helv. Sc. Nat.*, Lausanne, 1909, p. 40-68).

109 — Enquête sur les Richesses minérales du Nord-Est de la France et des régions voisines. Atlas établi sous la direction d'Emm. de Margerie, Paris, 1918.

110 — Le Jura. Première partie : Bibliographie sommaire du Jura franco-suisse, Paris, 1922.

111 MARTEL (E.-A.) : Les abîmes, les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie, Paris, 1894.

112 — La caverne de Trépail (*Bull. Serv. carte géol.*, 88, 1901-02).

113 — La théorie de la « Grundwasser » (*La Géog.*, XXI, 1910, p. 126-130).

114 — Nouveau traité des eaux souterraines, Paris, 1921.

115 — Sur l'universalité et l'importance du phénomène des abîmes ou puits naturels des calcaires (*C. R. Ac. Sc.* 178, 1924, p. 1738-1740).

116 MARTIN (J.-B.) : Le Jura méridional. Étude de géographie physique spécialement appliquée au Bugey (*Rev. de géog. ann.*, IV, 1910).

117 MARTONNE (Emm. DE) : Traité de géographie physique, 4e édit., t. II, Le relief du sol, Paris, 1926.

118 — Principes de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion appliquée aux vallées alpines (*C. R. Ac. Sc.*, 153, 1911, p. 309-312).

119 — The limestone Plateaus of the Causses, southern France (*Ann. N. Y. Acad. Sc.*, XXVII, 1917).

120 — Le Massif du Bihar (*Ann. de géog.*, XXXI, 1922, p. 313-340).

121 — Le rôle morphologique de la neige en montagne (*La Géog.*, 1920, II, p. 256-267).

122 — Le nouveau traité des eaux souterraines de E. A. Martel (*Ann. de Géog.*, XXXI, 1922, p. 260-263).

123 — Excursion géographique dans le Morvan et la Côte d'Or (*Bull. de l'Ass. des Géog. franç.*, 1924).

124 — Quelques données nouvelles sur la jeunesse du relief préglaciaire dans les Alpes (*Recueil des travaux offerts à M. Jovan Cvijic...*, 1924).

125 — Les lacs, la houille blanche et la valeur de l'érosion en montagne (*Ann. de géog.*, XXXIV, 1925, p. 449-454).

126 — Pénéplaine ou Pénéplan (*Bull. de l'Ass. des géog. franç.*, 1925).

127 — Deux massifs hercyniens. Le Böhmerwald et la Lysa Gora (*Ann. de géog.*, XXXV, 1926, p. 27-50).

Mazeran (P.) : V. Depéret.

128 Moscheles (J.) : Les régions morphologiques du massif bohémien (*Ann. de Géog.*, XXXII, 1923, p. 41-57).

Noe (Général de La) : V. Margerie (Emm. de).

Nussbaum : V. Girardin.

129 Parandier : Note sur l'existence des bassins fermés dans les Monts Jura (*Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, XI, 1883, p. 441-444).

130 Pardé (M.) : Les phénomènes torrentiels sur le rebord oriental du Massif Central (*Rev. de géog. alpine*, VII, 1919, p. 1-199).

131 — Le régime du Rhône, 2 vol., Lyon, 1925.

132 Penck (A.) : Geomorphologische Studien aus der Herzegowina (*Zeitschr. d. Deutsch. u. Osterr. Alpenvereins*, 1900).

133 — Das Karstphänomen (*Schrifte der Ver. z. Verbreit. Naturwiss. Kenntnisse*, Vienne, 1904).

134 — Das unterirdische Karstphänomen (*Recueil des travaux offerts à M. Jovan Cvijic...*, 1924).

135 Penck (W.) : Die morphologische Analyse. Ein. Kapitel der physikalischen Geologie (*Geog. Abhandl.*, Reihe 2, Heft 2, 1924).

136 Perret (R.) : Notice sur la carte au 1/20.000 de la vallée de Sales et du Cirque des Fonts (Alpes calcaires du Faucigny), Paris, 1922.

Perriaux (L.) : V. Chaput.

137 Piroutet (M.) : Note préliminaire sur quelques lambeaux de dépôts glaciaires et d'alluvions anciennes aux environs de Salins (Jura) (*Feuilles des Jeunes Naturalistes*, 1900).

138 — Sur l'existence dans les environs de Salins de dépôts glaciaires provenant de deux extensions différentes des glaciers (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, XIII, 1923).

139 — Sur l'existence de dépôts du tertiaire moyen dans les environs de Salins (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, XVIII, 1918).

140 — Comptes rendus des collaborateurs pour 1919 (*Bull. Serv. carte géol. de France*, 1920, p. 33-46).

141 — Les différentes phases glaciaires dans le Jura salinois (*Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, XXV, 1925, p. 49-58).

142 — Poirier. — Essai d'analyse des eaux de la ville de Lons-le-Saunier (*Soc. d'Emulat. du Jura. Séance publique du* 17 *nov.* 1829, p. 14, 1830).

143 Ratzel (F.) : Uber Karrenfelder im Jura und Verwandtes (*Kleine Schriften*, Munich et Berlin, 1906, t. II).

144 Rollier (L.) : Compte rendu de l'excursion dans l'oligocène des environs de Porrentruy (*Bull. Soc. géol. de France*, 1897).

145 — Le plissement de la chaîne du Jura (*Ann. de géog.*, XII, 1903, p. 403-410).

146 — Les facies du Dogger Oolithique dans le Jura et les régions voisines, Zurich, 1911.

147 Romieux (Cap. A.) : Sur la précision des observations entreprises pour l'étude des mouvements du sol à Doucier (Jura) (*Mém. Soc. Emulat. Jura*, 5e série, I, 1890).

148 Sawicki (L. von) : Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst (*Geog. Zeitschr*, XV, 1909, p. 187-204 et 259-281).

149 Schardt (H.) : Les cours d'eaux pliocéniques et les accidents transversaux de la chaîne du Jura (*Eclogæ geolog. Helvetiæ*, XVI, 1920, p. 120-122).

150 Scheu (Erwin) : Zur Kunde der Schwäbisch-frankischen Stufenlandschaft (*Inaug. Diss.*, Berlin, 1909).

151 Sellards (E.-H.) : Geology between the Ocklocknee and Ancilla rivers in Florida (*Florida geol. Survey*, Ninth. Ann. Report 1917, p. 88-139).

152 Suess (Ed.) : Das Antlitz der Erde. Vienne-Prague-Leipzig, 1883-1909, Trad. Emm. de Margerie, 3 vol., Paris, 1897-1918.

153 Termier (P.) : Sur la structure des Alpes orientales (*C. R. Ac. Sc.*, 175, 1922, p. 924-930, 1173-1178, 1366-1371).

154 Thurmann (J.) : Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. Description géognostique de la série jurassique et théorie orographique du soulèvement, 1er cahier, Paris-Strasbourg, 1832.

155 — Essai sur les soulèvements jurassiques, second cahier, comprenant la carte orographique et géologique des soulèvements du Jura bernois, accompagnée d'une description systématique. Porrentruy, 1836.

156 — Esquisses orographiques de la Chaîne du Jura, Porrentruy, 1852.

157 Vessereau (Marcelle) : L'adret et l'hubac dans les Alpes occidentales (*Ann. de géog.*, XXX, 1921, p. 321-333).

158 Vezian (A.) : Le Jura (*Annuaire du Club alpin français*, II, 1875, p. 605-640, 1876).

TABLE DES FIGURES

TABLE DES PLANCHES HORS-TEXTE

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION

PREMIÈRE PARTIE

La pénéplaine d'Ornans

Chapitre premier

Chapitre II

PAGES

Chapitre III

Chapitre IV

Chapitre V

Chapitre VI

Chapitre VII

DEUXIÈME PARTIE

Le premier démantèlement et la dislocation de la pénéplaine

Chapitre premier

PAGES

CHAPITRE II

TROISIÈME PARTIE

L'ÉVOLUTION SUBAÉRIENNE RÉCENTE

CHAPITRE PREMIER

CHAPITRE II

QUATRIÈME PARTIE

LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES
ET L'ÉVOLUTION DES BASSINS FERMÉS

CHAPITRE PREMIER

CHAPITRE II

PARIS
LES PRESSES MODERNES
45, rue de Maubeuge, 45
—
1927

Fasc. 13. A. PICANIOL, **Recherches sur les Jeux romains**, 156 pages et deux planches........ 20 fr.
Ouvrage couronné par l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, 1925.

Fasc. 14. E. VERMEIL, **La Constitution de Weimar et le Principe de la Démocratie allemande**, X, 473 pages .... 30 fr.
ÉPUISÉ

Fasc. 15. M. L. CAZAMIAN, **Le roman et les idées en Angleterre. — L'influence de la Science** : 1860-1890, VIII, 484 pages .... 35 fr.
Ouvrage couronné par l'Académie Britannique de Londres (Prix Rose Mary Crawshay).

Fasc. 16. Ph. LE HARIVEL, **Nicolas de Bonneville**, III, 198 p. ...... 15 fr.

Fasc. 17. R. LÉVÈQUE, **Le Problème de la Vérité dans la philosophie de Spinoza**, VIII, 155 pages .... 15 fr.

Fasc. 18. E. CAVAIGNAC, **Population et Capital dans le Monde méditerranéen antique**, 163 pages .... 15 fr.

Fasc. 19. MARC BLOCH, **Les Rois thaumaturges**. Etude sur le caractère surnaturel attribué à la royauté, particulièrement en France et en Angleterre, 540 pages et 4 planches........ 50 fr.
Ouvrage couronné par l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, 1925. Prix Gobert.

Fasc. 20. R. REUSS, **La Grande Fuite de décembre 1793 et la situation politique et religieuse du Bas-Rhin de 1994 à 1899**, 350 pages . . . 30 fr.

Fasc. 21. **Mélanges de Littérature et de Philologie germaniques** offerts à Charles Andler par ses amis et anciens élèves, 458 pages........ 35 fr.

Fasc. 22. MAURICE LANGE, **Le Comte Arthur de Gobineau**. Etude biographique et critique, 1 vol., 293 pages et 1 planche .... 30 fr

Fasc. 23. G. COHEN, **Le livre de conduite du régisseur pour le Mystère de la Passion joué à Mons en 1501**. 800 pages, 5 planches...... 90 fr.
Couronné par l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, 1926.

Fasc. 24. P. MONTET, **Les scènes de la vie privée dans les tombeaux égyptiens de l'ancien empire**, 428 pages, 25 planches et nombreuses figures. 100 fr.

Fasc. 25. E. PONS, **Le thème et le sentiment de la nature dans la poésie anglo-saxonne**, 168 pages........ 20 fr.

Fasc. 26. E. PONS, **Swift. Les Années de Jeunesse et le Conte du Tonneau**, 409 pages et 1 planche........ 35 fr.
Couronné par l'Académie française. Prix Bordin, 1926.

Fasc. 27. Th. LABANDE-JEANROY, **La question de la langue en Italie**, 264 pages........ 25 fr.

Fasc. 28. I. ARNOLD, **L'Apparicion Maistre Jehan de Meun d'Honoré Bonet**, Texte et commentaire, 215 p........ 20 fr.

Fasc. 29. P. COLLOMP, **Recherches sur la chancellerie et la diplomatique des Lagides**, 255 p. et tableaux........ 30 fr.

Fasc. 30. E. TONNELAT, **La Chanson des Nibelungen**. Etude sur la composition et la formation du poème épique, 396 p. .... 35 fr.

Fasc. 31. RODOLPHE REUSS, **Soixante années d'activité scientifique et littéraire, 1864-1924**, avec une étude biographique, par CHR. PFISTER, Doyen de la Faculté des Lettres, avec 2 planches. ...... 25 fr.

Fasc. 32. E. HŒPFFNER, **La Chanson de Ste Foy**, Tome I. Texte et commentaire philologique. 376 pages et 12 planches .... 40 fr.

Fasc. 33. P. ALFARIC, **La Chanson de Ste Foy**, Tome 2. Traduction et Commentaire historique, 202 pages, 4 planches........ 20 fr.

Fasc. 34. A. C. JURET, **Système de la Syntaxe Latine**........ 40 fr.

Fasc. 35—36. G. ZELLER, **La réunion de Metz à la France.** 1re et 2e Parties. 2 vol. 500 et 400 pages, chaque vol.......................... 40 fr.

Fasc. 37. P. FLOTTES, **La Pensée politique et sociale d'Alfred de Vigny,** 450 p. .... 40 fr.

Fasc. 38. E. LINCKENHELD, **Les stèles funéraires en forme de maison chez les Gaulois.** 150 p., 30 fig., 4 pl. dans le texte, 6 pl. hors-texte. 20 fr.

Fasc. 39. P. FOUCHÉ, **Etudes de Phonétique générale.** *(Sous presse.)*

Fasc. 40. Chr. PFISTER, **Pages alsaciennes.** *(Sous presse.)*

DEUXIEME SERIE. — In-16 carré

Fasc. 1. S. ROCHEBLAVE, **Louis de Fourcaud et le mouvement artistique en France** de 1875 à 1914. 410 p., 1 pl. .... 15 fr.

Fasc. 2. G. MAUGAIN, **Ronsard en Italie,** 320 p. .... 15 fr.

Fasc. 3. H. GILLOT, **Delacroix peintre et écrivain.** *(Sous presse.)*

HORS SÉRIE

BIBLIOGRAPHIE ALSACIENNE, Revue critique des publications concernant l'Alsace par un groupe de professeurs et de savants.

Tome I. 1918-1921, 362 p. .... 40 fr.

Tome II. 1922-1924, 500 p. .... 40 fr.

Ch. PFISTER, **Les Schweighaueser et la Chaire de Littérature grecque de Strasbourg** .... **5 fr.**

SÉRIE INITIATION ET MÉTHODES

paraîtront en octobre 1927 par petits fascicules bon marché :

LA GÉOGRAPHIE, par H. Baulig, professeur à l'Université de Strasbourg.

LA PAPYROLOGIE, par P. Collomp, professeur à l'Université de Strasbourg.

LE VERBE ALLEMAND, par M. Cahen, ancien professeur à l'Université de Strasbourg.

BULLETIN DE LA FACULTÉ DES LETTRES DE STRASBOURG

Mensuel, paraissant le premier de chaque mois scolaire de Novembre à Mai. Abonnement annuel (donnant droit au Livret de l'Etudiant). .... 15 fr.

Chacune des années écoulées : 1922-1923. 30 fr. 1923-1924, 1924-1925, 1925-1926. .... 20 fr.

Numéro spécial du BULLETIN consacré aux COURS DE VACANCES 5 fr.

LIVRET-GUIDE DE L'ÉTUDIANT en Lettres à Strasbourg — tenu à jour chaque année .... 5 fr.

Imprimerie des Presses Modernes, 45, rue de Maubeuge, Paris (IXe)